ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© Т.Н.Кенгерли, Ш.Р.Баламедов, Э.А.Садыхов, З.Н.Мехтиева, 2013

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Статья I – Мальм зоны Бокового хребта

Т.Н.Кенгерли[1], Ш.Р.Баламедов[2], Э.А.Садыхов[1], З.Н.Мехтиева[1]

1 – *Институт геологии НАН Азербайджана*
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29A

2 – *Бакинский государственный университет*
AZ1148, Баку, ул. З.Халилова, 23

В статье рассмотрены вопросы седиментационной зональности и возрастной корреляции образований мальма зоны Бокового хребта Юго-Восточного Кавказа, приведены новые данные об участии в основании разреза осадков келловейского возраста, сделаны выводы о закономерной латеральной смене литофаций от грубых флишевых на юге к лагунным на севере, что свидетельствует о геодинамических условиях их формирования на континентальном склоне и мелководном шельфе северного борта юрского окраинного моря Большого Кавказа.

Постановка вопроса. Юго-Восточный Кавказ является наиболее геологически изученной горной территорией Азербайджана, начало исследованиям которой было положено еще Г.В.Абихом в 1859 г. За последующие 150 лет здесь был проведен большой объем тематических и геолого-съемочных работ, которые позволили со значительной степенью детальности охарактеризовать структуру и состав альпийского чехла региона. Однако до сих пор сохраняется ряд неопределенностей регионального характера относительно толкования геолого-тектонического строения, обстановок осадконакопления, очередности геологических событий и геодинамических условий альпийской истории и т.д. Имеются также некоторые нерешенные вопросы по возрастному расчленению и литолого-фациальной зональности верхнеюрского осадочного комплекса азербайджанской части Большого Кавказа, в т.ч. зоны Бокового хребта, которые стали актуальными в связи с пересмотром подходов к тектонике и альпийской эволюции региона, а также новыми фаунистическими находками и более дробным расчленением разрезов различных фациальных зон в результате геолого-съемочных и тематических работ. Целью настоящей публикации является устранение этих неопределенностей в вопросах детализации вещественного состава, стратиграфии и литолого-фациальной зональности верхнеюрских отложений зоны Бокового хребта горно-складчатого сооружения в пределах его юго-восточного погружения. Келловейский ярус, отнесенный согласно последним изменениям в Международной стратиграфической шкале к средней юре, представлен на Большом Кавказе осадочной толщей, генетически связанной с верхнеюрским вещественным комплексом и образующей совместно с ним единый тектоно-седиментационный цикл. Поэтому считаем целесообразным для простоты последующего изложения применить к келловей-позднеюрскому комплексу ныне мало употребляемый термин *мальм или мальмский комплекс* в его изначальном стратиграфическом диапазоне келловей-титон.

Тектоническая диспозиция мальма в структуре Юго-Восточного Кавказа. В новейших реконструкциях структура горно-

складчатого сооружения Большого Кавказа представляется как пакет разномасштабных аллохтонных пластин, сложенных породами доюрского основания и альпийского чехла и образовавшихся в результате герцинских, индосинийских, позднекиммерийских и собственно альпийских деформаций покровного и складчато-разрывного типов в процессе латеральных взаимоперемещений Северо- и Южно-Кавказской микроплит (Баранов и др., 1990). В пределах Юго-Восточного Кавказа покровно-складчатые комплексы, сложенные отложениями от юрских до миоценовых, в т.ч. разнофациальными породами мальма, участвуют в строении всех трех образующих его мегаструктур: Бокового хребта, Южного склона и Вандам-Гобустанской, состоящих из структурных зон и подзон высоких порядков.

Согласно проведенным палеореконструкциям (Кенгерли, 2010; Kangarli, 2012) к рубежу средней и поздней юры нижнесреднеюрский вещественный комплекс представлял собой пакет покровных пластин во фронте Главного Кавказского надвига, наложенных одна на другую с севера на юг и совместно на вулканогенно-осадочный комплекс северного борта Южно-Кавказской микроплиты. В мальме на этом базисе обособился бассейн с относительно узким и неглубоким (в сравнении со среднеюрским бассейном) осевым флишевым прогибом (депоцентром) и северным и южным шельфами, отгороженными от срединной акватории барьерными рифами.

В современной структуре Юго-Восточного Кавказа мальм структурно-формационной зоны Бокового хребта участвует в геологическом разрезе Судурской, Шахдаг-Хызынской и Гутон-Гонагкендской фациальных зон, где представлен соответственно в фациях северного континентального шельфа (эвапориты, карбонаты), барьерного рифа и континентального склона (грубый флиш). Образования того же возраста зоны Южного склона протягиваются узкой полосой (фации пелагиального субфлиша) в составе Галал-Рустамбазской структурно-фациальной зоны, разграничивая среднюю юру Туфанского поднятия и нижний мел Загатала-Говдагского прогиба.

Ретроспектива проведенных исследований. Начало изучению мальма Юго-Восточного Кавказа было положено двумя выдающимися геологами – Г.В.Абихом (1873) и К.И.Богдановичем (1902; 1906), которые в составе юрского разреза выделили и описали карбонатный титон на Шахдаге и карбонатно-терригенный мальм на хребте Гайтар-Годжа междуречья рр.Джимичай-Гильгильчай. При этом К.И.Богданович, осуществив более дробное подразделение разреза, ранее описанного Г.В.Абихом, впервые выделил на Гайтар-Годжинском участке грубообломочную халтанскую свиту, объединив в ней весь мальм и валанжин. Свита им была описана в составе трех отделов (снизу вверх): 1 – собственно халтанская свита, стратотип которой был изучен автором на р.Гызылгазмачай; 2 – светло-серые глауконитовые песчаники; 3 – песчаники и глины со сферосидеритами.

В последующем благодаря верхнеоксфордской пелециподовой фауне, обнаруженной В.Д.Голубятниковым на г.Бешбармаг и определенной В.Ф.Пчелинцевым (1932), был установлен нижний возрастной предел формирования известняков Шахдаг-Бешбармагской полосы. В этот же период И.Ф.Пустовалов (1936), исследуя разрез мальма Судурской зоны (бассейн р.Таирджал), в основании массивных доломитов и известняков впервые выделил красноцветную гипсоносную глинисто-песчаную свиту и отнес ее по возрасту к титону. Но несколько ранее в дагестанской части выходов свиты Н.Н.Ростовцевым (1932; 1934) была установлена фауна, позволившая определить ее возраст как келловей-оксфордский.

В.В.Вебер (1936), исследовавший юрские отложения водораздельной части Юго-Восточного Кавказа, к средней юре отнес сланцево-песчаную свиту, а остальную часть разреза под названием известняковой свиты сопоставил с мальм-валанжином. В это же время З.А.Мишунина (1939) по результатам проведенных в 1935 г. маршрутных пересечений в междуречье рр.Бабачай-Гильгильчай мальмский комплекс объединила в составе песчано-сланцевой и переходной к нижнему мелу карбонатной свит. Осуществлявший параллельно с ней геологические исследования М.Ф.Мирчинк (1935) впервые после К.И.Богдановича дал подробное описание халтанской

свиты Гайтар-Годжинского участка, подразделив ее на нижний, средний и верхний отделы и стратифицировав в возрастных пределах титон-валанжин. Вслед за ним А.А.Али-заде (1939) на основании полевых исследований 1934-1935 гг. также расчленил халтанскую свиту на три самостоятельных горизонта (снизу вверх): сиякаинский, или горизонт пестроцветных пород (нижний титон); собственно халтанский, или горизонт горячих вод (верхний титон), и бабадагский, или горизонт плитчатых мергелистых известняков (нижний-средний неоком).

В 1938 г. Н.Б.Вассоевич (1938) опубликовал новые данные по стратиграфии мальм-неокома Северо-Восточного Азербайджана к востоку от меридиана р.Джимичай, где нижний отдел халтанской свиты выделил в пестроцветную гызылгазминскую свиту, охватывающую кимеридж и нижний титон, а верхнюю часть – в нардаранскую свиту, соответствующую верхнему титону – валанжину. В дальнейшем по результатам полевых исследований 1939-1940 гг. им были выделены на северном склоне водораздельного хребта трансгрессивно залегающая на средней юре земчайская свита кимериджского возраста (по наименованию притока р.Гарачай), а на южном склоне (разрез по р.Кюрмюкчай у с.Илису) – илисуйская свита титонского возраста, согласно продолжающая земчайскую в восходящем разрезе.

По результатам продолжительных исследований на Юго-Восточном Кавказе В.Е.Хаин (1937а,б; 1939), вслед за А.А.Ализаде, верхнюю часть халтанской свиты К.И.Богдановича вычленил в бабадагскую свиту, соответствующую известняковой свите В.В.Вебера, определив ее возраст как верхнетитон-валанжинский, а также выделил следующие фации титона: судурскую, шахдагскую, илисуйскую и гызылгазминскую.

В нижней части верхнеюрского разреза верховьев р.Бабачай В.Е.Хаин (1939), установив постепенный переход от средней к верхней юре, выделил гарачайскую свиту в объеме бат-келловея и хамамчайскую (амачайскую) свиту, отвечающую кимериджу. Кроме того, на границе этих свит он впервые описал сарыдашский горизонт глыбовых конгломератов, состоящий из огромных, нередко объемом в несколько десятков кубических метров, глыб лузитанских (верхнеоксфордских) известняков, хаотически перемешанных с пакетами черных ааленских глин с сидеритами.

Позднее В.Е.Хаин и Н.Б.Вассоевич (Хаин, 1947) согласовали свои позиции, выделив в разрезе мальма Юго-Восточного Кавказа земчайскую (кимеридж), гызылгазминскую (нижний титон), илисуйскую (нижний титон) и бабадагскую (верхний титон – валанжин) свиты. При этом считалось, что земчайская свита трансгрессивно залегает на глинистых сланцах и алевролитах кейванской свиты батского возраста, а илисуйская свита представлялась западной глинистой фацией гызылгазминской свиты.

В период 1939-1946 гг. картировочные работы на южном склоне региона проводил Э.Ш.Шихалибейли (1956), и по их результатам составил детальную стратиграфическую шкалу юрских отложений, согласно которой верхняя юра, трансгрессивно залегая на ленточно-сланцевой свите бата, распадается на свиту кремнистых пород (кимеридж), свиту пестроцветных пород (нижний титон) и бабадагскую свиту (верхний титон – валанжин). Работавшие в этот же период в сопредельной части Горного Дагестана М.Н.Саидов (1936) и Н.К.Русанов (1938) отнесли свиту кремнистых пород к келловей-лузитану под названием салаватской свиты, а Н.Н.Ростовцев (1934; 1948) при детальном изучении мезозойского комплекса Горного Дагестана и сопредельных территорий Азербайджана расчленил разрез мальма-неокома южного склона на салаватскую (келловей), гдымчайскую (оксфорд-кимеридж), дюзсыртскую (титон) и филфилинскую (титон-валанжин-готерив) свиты.

В 1951 году В.Е.Хаин, Н.Б.Вассоевич, Э.Ш.Шихалибейли и В.А.Гроссгейм (Вассоевич и др., 1951; Хаин и др., 1951), преодолев имевшиеся разночтения, выступили с единых позиций стратиграфического расчленения мезозойского комплекса Юго-Восточного Кавказа. В разрезе мальма южного склона были выделены салаватская (келловей-оксфорд) и земчайская (кимеридж) свиты, а северного склона – лузитанские (верхнеоксфордские) зоогенные известняки в шахдагской фации. Также были установлены

на южном склоне – илисуйская и талыстанская, а на северном склоне – гызылгазминская, шахдагская и судурская литофации титона. Бабадагская свита рассматривалась как переходная от верхней юры к неокому. При этом констатировалось, что в бортовых частях верхнеюрского бассейна между средней и верхней юрой в интервале келловей – нижний оксфорд происходил перерыв в осадконакоплении. Таким образом, на данном этапе для разреза мальма четко выделялись литофации южного (структурно-формационная зона Южного склона) и северного (структурно-формационная зона Бокового хребта) склонов Юго-Восточного Кавказа.

В начале 60-х годов прошлого столетия по результатам поисково-съемочных работ, проводившихся Т.А.Горшениным (1964), возраст красноцветной глинисто-песчаной свиты Судурской зоны (ранее отнесенной И.Ф.Пустоваловым (1936) к титону) на основании микрофаунистических определений Г.К.Касимовой был опущен до верхнего оксфорда. Соответственно известняково-доломитовая толща, с незначительным угловым и азимутальным несогласием залегающая на указанной свите и в свою очередь перекрываемая фаунистически охарактеризованными известняками неокома, была отнесена Т.А.Горшениным к кимеридж-титону.

В работе, посвященной условиям формирования структур Юго-Восточного Кавказа, А.М.Шурыгин (1961) разделил верхнеюрский разрез без какого-либо фаунистического обоснования на земчайскую (келловей-лузитан) и илисуйскую (кимеридж – нижний титон) свиты. К верхнему титону автор отнес нижние части гызылгазминской (на севере) и бабадагской (на юге) свит. В этот же период Б.В.Григорьянц и Х.Ш.Алиев (1960), исследуя полосу перехода от юры к мелу на Гайтар-Годжинском участке, пришли к выводу, что в междуречье рр.Джимичай-Гильгильчай в составе верхней юры должны рассматриваться лишь земчайская (кимеридж) и илисуйская (титон) свиты, а гызылгазминская свита должна быть отнесена к нижнему мелу. Позднее А.В.Вихертом (1966) в известняках горы Бешбармаг, гальке базальных конгломератов неокома и глыбах шахдагских известняков олистостромового горизонта среди глин бар-рема Хызынской зоны была обнаружена руководящая келловейская и нижнеоксфордская фауна, что позволило ему оценивать возраст шахдагских известняков в более широких возрастных рамках, практически охватывающих всю верхнюю юру. Однако В.Б.Агаев и Г.М.Гусейнов (1973) на основании собственных фаунистических находок определили возраст формирования известняков Шахдаг-Бешбармагской полосы в интервале верхний оксфорд – титон, выделив их в самостоятельную шахдагскую свиту. Красноцветную глинисто-песчаную свиту Судурской зоны они предложили также рассматривать в возрастном интервале верхний оксфорд – титон, игнорируя участие в разрезе массивных доломитов и известняков, надстраивающих указанную свиту во всех наблюдаемых обнажениях и размещенных ниже фаунистически охарактеризованных (Горшенин, 1964) известняков нижнего мела. Б.В.Григорьянц, Р.Г.Бабаев и С.С.Мустафаев (1974) по результатам детальных полевых исследований палеонтологически подтвердили участие в разрезе шахдагских известняков оксфордских, кимериджских, титонских и берриасовых рифовых построек.

Таким образом, к середине 70-х гг. прошлого столетия в подходах к возрастному расчленению разнофациальных образований верхней юры Юго-Восточного Кавказа сохранялись существенные разночтения. К тому же область распространения земчайской и илисуйской свит была расширена на восток в пределы Гайтар-Годжинского участка, т.е. допускалась тождественность литофаций нижней и средней частей верхнеюрского разреза северного (мегазона Бокового хребта) и южного (мегазона Южного склона) склонов региона. Такой подход был сохранен и при изложении соответствующего раздела сводного труда по геологии Азербайджана (Геология СССР …, 1972).

В период 70-90-х гг. прошлого столетия на территории Юго-Восточного Кавказа со стороны Госкомгеологии Азербайджана были продолжены планомерные поисково-съемочные и тематические работы с участием Б.М.Исаева, Т.Н.Кенгерли, А.И.Мамедова, А.М.Гурбанова и др. (Исаев и др., 1975; Исаев и др., 1977; Мамедов и др., 1977; Мамедов и

др., 1985), в результате которых была, в частности, осуществлена корреляция и детализация разрезов юрского и мелового вещественных комплексов различных структурно-фациальных зон. Результаты этих исследований высветили дополнительные вопросы относительно объема, состава и возрастного соотношения верхнеюрских разрезов этих зон, на решение которых направлена настоящая публикация.

Описание разрезов. Образования мальма структурно-формационной зоны Бокового хребта отличаются на Юго-Восточном Кавказе литолого-фациальным разнообразием, обусловленным эвстатическими, тектоническими и палеогеографическими факторами. Ниже дается характеристика вскрытых эрозией опорных стратиграфических разрезов мальма по отдельным структурно-фациальным зонам региона (рис.1).

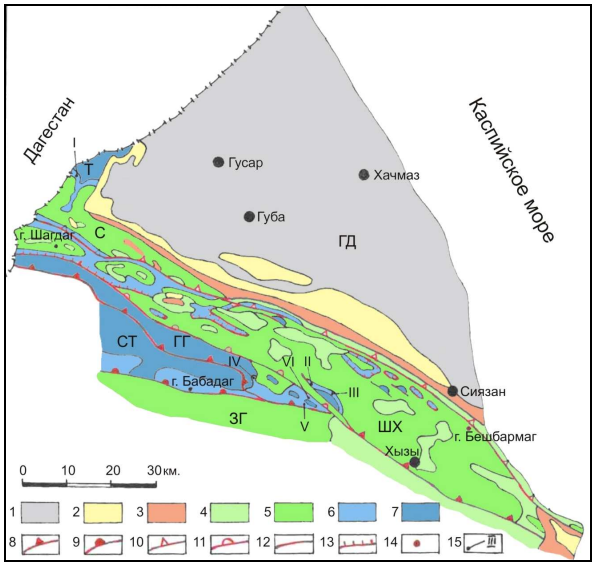


Рис. 1. Схема расположения описанных литолого-стратиграфических разрезов. Составил Т.Н.Кенгерли.
Структурно-фациальные зоны: ГД – Гусар-Девечинская; Тр – Таирджальская; С – Судурская; ШХ – Шахдаг-Хызынская, ГГ – Гутон-Гонагкендская; СТ – Сперозa-Туфанская; ЗГ – Загатала-Говдагская.
Вещественные комплексы (1-7): 1 – плейстоцен-голоцен; 2 – неоген; 3 – палеоген; 4 – верхний мел; 5 – нижний мел; 6 – мальм; 7 – аален-бат. **Разломы (8-12):** 8 – главный Кавказский надвиг; 9 – Гамарванский надвиг; 10 – Сиязанский надвиг; 11 – Шахдаг-Гонагкендский разлом; 12 – прочие нарушения; 13 – границы аллохтонных пластин; 14 – Бешбармагский клип; 15 – местоположение и номер описанных литолого-стратиграфических разрезов.

Судурская зона. Разрез мальма в пределах зоны представлен в нижней части лагунной и в верхней – шельфовой фациями (рис.2). Один из авторов настоящей работы, проводивший в 1975 г. детальные исследования в долине р.Таирджал (Исаев и др., 1977), в основании верхней юры впервые описал **таирджальскую свиту** пестроцветного чередования лилово-розовых, желтовато- и голубовато-зеленых песчанистых глин с прослойками зеленоватых известковистых песчаников и стяжениями кристаллических известняков и доломитов (замеренная мощность 50-60 м), трансгрессивно, но без какого-либо базального обломочного слоя залегающую на различных горизонтах верхнего аалена с глубоким размывом образований байоса-бата. Эти наблюдения нашли подтверждение в результатах последующих геолого-съемочных работ (Мамедов и др., 1985). Вверх по разрезу свита приобретает все более выраженный лилово-красный оттенок и в кровле пронизана частыми гипс-ангидритовыми прожилками, несогласно перекрываясь гипсоносной глинисто-песчаной **гушгалинской свитой** верхнего оксфорда, ранее описанной И.Ф.Пустоваловым (1936) и фаунистически охарактеризованной Г.К.Касимовой (Горшенин, 1964). По данным минералогического анализа, проведенного в 1976 г. во ВНИГРИ (г.Санкт-Петербург), основную массу песков и песчаников составляют продукты разрушения гранитных пегматитов сподумен-бериллиевого ряда (Исаев и др., 1977; Кенгерли, 1982). Представительный разрез свиты обнажается на восточном склоне г.Гушгала, расположенной на водоразделе рр.Таирджал-Усухчай (рис.1, разрез I), где на дислоцированные аргиллиты верхнего аалена и пестроцветные глины таирджальской свиты с резким угловым и азимутальным несогласием полого ложатся маломощные (до 1 м) базальные мелкогалечные конгломераты и гравелиты с галькой кристаллических и мраморизованных известняков, аргиллитов и рыхлых песчаников. Выше наблюдается согласный переход к пачке чередования глин и рыхлых песчаников с гипс-ангидридом (6-7 м), переходящей в кровле в 50 м толщу рыхлых песчаников (уплотненных песков) с восьмиметровым горизонтом гипс-ангидрида в средней части разреза.

Суммарная мощность свиты составляет здесь 60,5 м и возрастает до 80-85 м в северном направлении вверх против течения р.Таирджал. Окраска песков по вертикали и латерали часто меняется от светлой, белесоватой до кирпично-красной, и в них присутствуют небольшие плохо окатанные обломки известняков шахдагской фации.

В кровле гушгалинская свита перекрывается с незначительным несогласием непрерывной серией известняков и доломитов **гухурской свиты**. Серые, вплоть до темных тонов, и розовые доломиты преобладают в низах разреза, а светло-серые, розоватые, часто брекчиевидные, оолитовые и песчанистые мраморизованные известняки слагают верхнюю часть свиты. При этом мощность ее так же, как и предыдущей свиты, возрастает в южном направлении, к центральной наиболее погруженной части Судурской зоны, возрастая от 20-50 м в районе г.Гушгала до 450-500 м на склоне г.Гарагая (Горшенин, 1964). В том же южном направлении в известняках появляются пласты обломочных, брекчиевидных органогенно-рифовых известняков, что указывает на приближение к полосе латерального перехода между карбонатами судурской и шахдагской фаций. Находка Т.А.Горшениным (1964) в разрезе свиты *Cnidaris glandifera Goldf.* (опр. Т.А.Гасанова) подтверждает ее верхнеюрский возраст.

Литолого-фациальный анализ разреза мальма Судурской зоны приводит к выводу, что он представлен двумя формациями: нижней сульфатно-терригенной и верхней карбонатной. Т.к. верхняя часть первой формации, представленная гушгалинской свитой, по комплексу фораминифер отнесена к верхнему оксфорду (Горшенин, 1964), то нижележащая таирджальская свита должна иметь келловей-нижнеоксфордский возраст. Оценивая возраст верхней карбонатной формации, следует отметить, что вряд ли существовал значительный перерыв в осадконакоплении в послеоксфордское время, который привел бы к полному размыву рыхлых образований гушгалинской свиты, в связи с чем возраст формации должен быть определен как кимеридж-титонский.

Шахдаг-Хызынская зона. Мальм в пределах зоны выражен в двух фациях: рифовой и континентального склона. При этом первая из них в структуре зоны формирует Шахдаг-Бешбармагский аллохтонный комплекс, а вторая участвует в разрезе автохтона (Исаев и др., 1981; Кенгерли, 1982).

Аллохтонная фация представлена переслаиванием массивных доломитов, доломитизированных, кристаллически-зернистых, псевдоолитовых, песчанистых, брекчиевидно-обломочных и зоогенно-рифовых, часто мраморизованных известняков различной окраски – от светло-серой до кирпично-красной (рис.3). Светлые тона превалируют в нижней, а темные – верхней частях разреза. Мощность карбонатного массива варьирует в различных пересечениях от 150-200 м до 750-900 м. При этом фрагменты рифовых коралловых построек участвуют в обломочных и органогенных разностях известняков по всему его геологическому разрезу, что свидетельствует о непрерывности процесса образования биогерм на внешнем эскарпе шельфа, отделяющем Судурское мелководье от открытого моря и служащем платформой для формирования барьерного рифа.

Согласно литературным данным (Кузнецов, 1978; Прошляков, Кузнецов, 1981) реконструкция рифогенных сооружений различных палеобассейнов приводит к выводу, что составляющий их комплекс отложений обычно представляет собой полифациальную линзу карбонатных пород, в центре которой располагаются массивные органогенные известняки основного тела рифа с примыкающими к ним по периферии шлейфами обломочных известняков, известняковых брекчий, детритовых известняков, известняковых песчаников и илов – продуктов разрушения рифа. Здесь же, на вершине и по склонам рифовой линзы, в условиях повышенной концентрации кальция в воде происходит образование оолитовых (псевдооолитовых), тонко- и микрослоистых хемогенных известняков, мергелистых известняков, доломитов. Практически все перечисленные разности пород участвуют в составе Шахдаг-Бешбармагского аллохтонного комплекса, причем в геологическом разрезе фронтальной части последнего участвуют именно продукты разрушения рифа и хемогенные образования, а фрагменты коралловых построек свойственны обнажениям более внутренних щитовой, радикальной и корневой его частей.

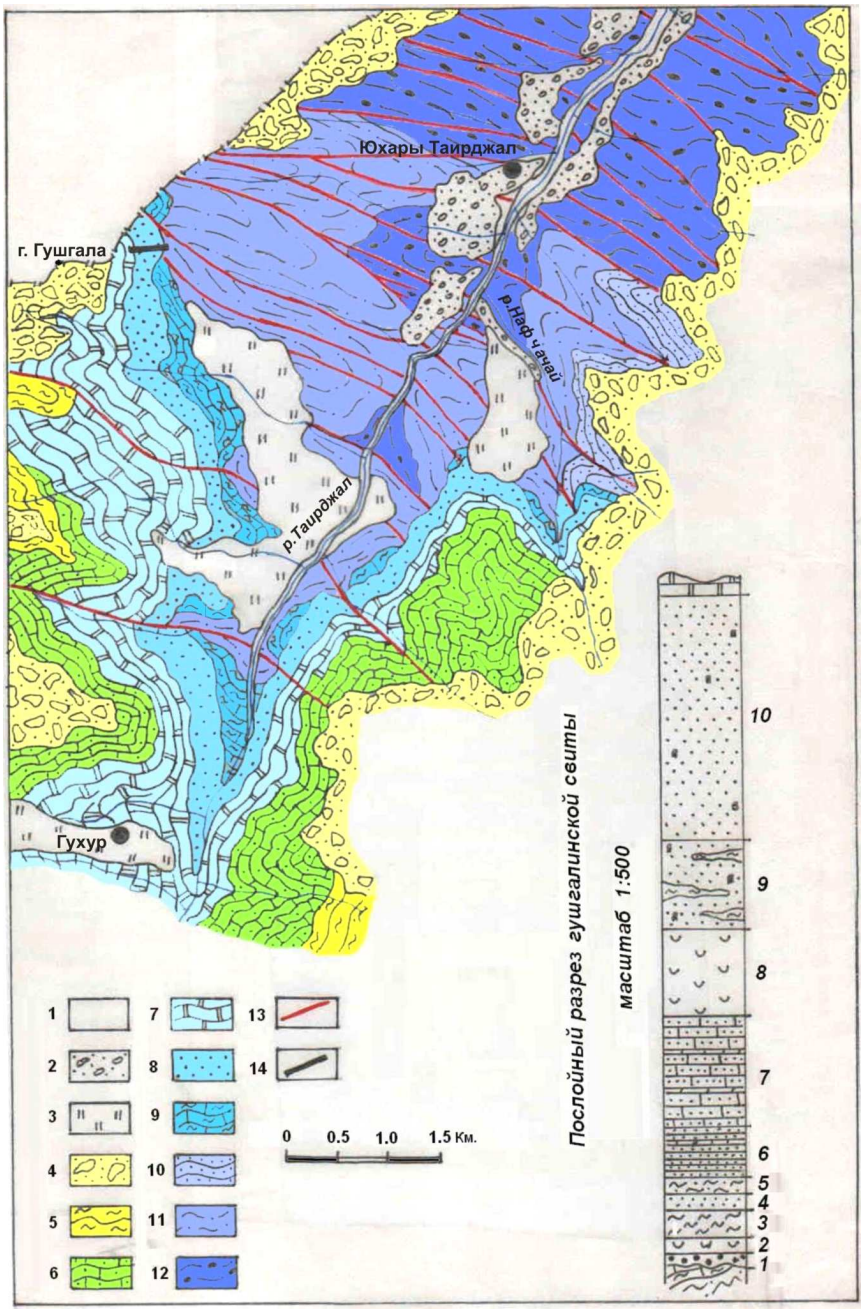


Рис. 2. Литолого-структурная карта нижнего течения р.Таирджал. Составил Т.Н.Кенгерли.
Усл.обозначения: 1 – голоцен: русловые отложения; 2 – голоцен: отложения речных террас; 3 – голоцен: делювиально-коллювиальные отложения; 4 – нижний плиоцен: галечники и конгломераты с песчано-известковистым цементом и линзовидными прослоями глин, песчаников и гравия; 5 – верхний миоцен, сарматский региоярус: сизо-серые глины с мощными пластами песков и песчаников; 6 – неоком, судурская свита: светло-серые окремнелые и доломитизированные, оолитовые и детритовые известняки с прослоями глинистых песчаников и известковистых глин; 7 – кимериджский и титонский ярусы, гухурская свита: серые (желтых, розовых и зеленых оттенков) доломиты и известняки с редкими прослоями и линзами глинистых и известковистых песчаников; 8 – верхний оксфорд, гушгалинская свита: пестроцветные гипсоносные полимиктовые пески и песчаники с прослойками глауконитовых глин, доломитов и базальными конгломератами в основании; 9 – средний (?) келловей – нижний оксфорд, таирджальская свита: пестроцветные песчанистые глины с прослойками светлых известковистых песчаников; 10 – байосский ярус: серые массивно-слоистые песчаники с прослоями аргиллитов; 11 – верхний аален: чередование темно-серых аргиллитов и песчаников с преобладанием последних в верхней части разреза; 12 – нижний аален: темно-серые аргиллиты с горизонтами сидеритовых конкреций и редкими прослоями песчаников; 13 – разрывные нарушения; 14 – место снятия послойного разреза.



Рис. 3. Шахдагский известняковый массив. Панорама, вид с востока. Фото И.Т.Кенгерли.

Относительно времени образования шахдагских известняков следует констатировать, что на основании многочисленных фаунистических находок сегодня признается их верхнеоксфорд-титонский возраст (Агаев, Гусейнов, 1973; Вихерт и др., 1966; Геология СССР …., 1972; Григорьянц, Алиев, 1960; Григорьянц и др., 1974; Хаин, 1947; Шурыгин, 1961). Однако на отдельных участках в зернистых известняках и гальке известняковых конгломератобрекчий была обнаружена также фауна моллюсков, характеризующихся относительно узким вертикальным распространением от бата до оксфорда (Агаев, Гусейнов, 1973; Григорьянц и др., 1974; Хаин, 1947; Хаин, Шарданов, 1957), что в целом свидетельствует о зарождении рифового сооружения в келловее и существовании его на протяжении всей позднеюрской эпохи.

Автохтонная фация мальма обнажается лишь на р.Гильгильчай в северном крыле Гызылгазминской гребневидной брахиантиклинали (рис.4). Последняя представляет собой укороченную структуру в форме «разбитой тарелки», у которой южное крыло, будучи выраженное на поверхности отложениями более молодыми (неоком) в сравнении с породами, слагающими ее ядро (аален) и северное крыло (мальм-валанжин), глубоко (флексурно) погружено и опрокинуто. На левобережье верховьев реки, к востоку от устья ее левого притока (р.Молт), на северо-западном периклинальном погружении складки (рис.1, разрез II) один из авторов в основании разреза мальма еще в 1976 г. впервые выделил трансгрессивно залегающую на средней юре базальную грубообломочную **молтскую свиту**, по возрасту отнесенную к верхний келловей – нижнему оксфорду (Исаев и др., 1977; Кенгерли, 1982). В основании свиты обнажается 75 м толща чередования мощных (5-8 м) мелко-среднегалечных конгломератов и пачек буровато-черных, по поверхности пепельно-серых аргиллитов (5-6 м) с ярозитом, включающих ржаво-бурые, охристые прослойки алевролитов, сидеритовые и глинисто-карбонатные конкреции (рис.4, профиль I-I). Выше наблюдается переход к аритмичному чередованию глинистых песчаников, мелкогравийных гравелитов, мелко- и среднегалечных конгломератов, редко аргиллитов (130 м). В обломочном материале псефитов преобладают пелитоморфные и скрытокристаллические известняки и доломиты. Однако в 2011 г. из обломочного материала конгломератов основания свиты (рис.5) нами был осуществлен отбор трех образцов, которые были исследованы во ВСЕГЕИ (г.Санкт-Петербург, Россия). В результате исследований было установлено присутствие в обломочной массе андезибазальтов и радиоляритов, по всей видимости, палеозойского возраста. Требуется проведение дополнительных исследований и анализа.

Более высокие горизонты мальма удается наблюдать в тектоническом контакте со средней юрой центральной части северного крыла Гызылгазминской складки (рис.1, разрез III; рис.4, профили II-II, III-III, IV-IV). Здесь основание вскрываемого разреза (125 м) в целом коррелируется с верхней частью мальма северо-западного погружения антиклинали. Данный интервал надстраивается 100 м толщей тонкослоистых, плитчатых, буро- и зеленовато-серых, среднезернистых, известковистых песчаников, тонко прослоенных известковистыми и песчанистыми глинами.

На обоих описанных участках образования мальма в кровле приведены в тектонический контакт с карбонатным флишем валанжина.

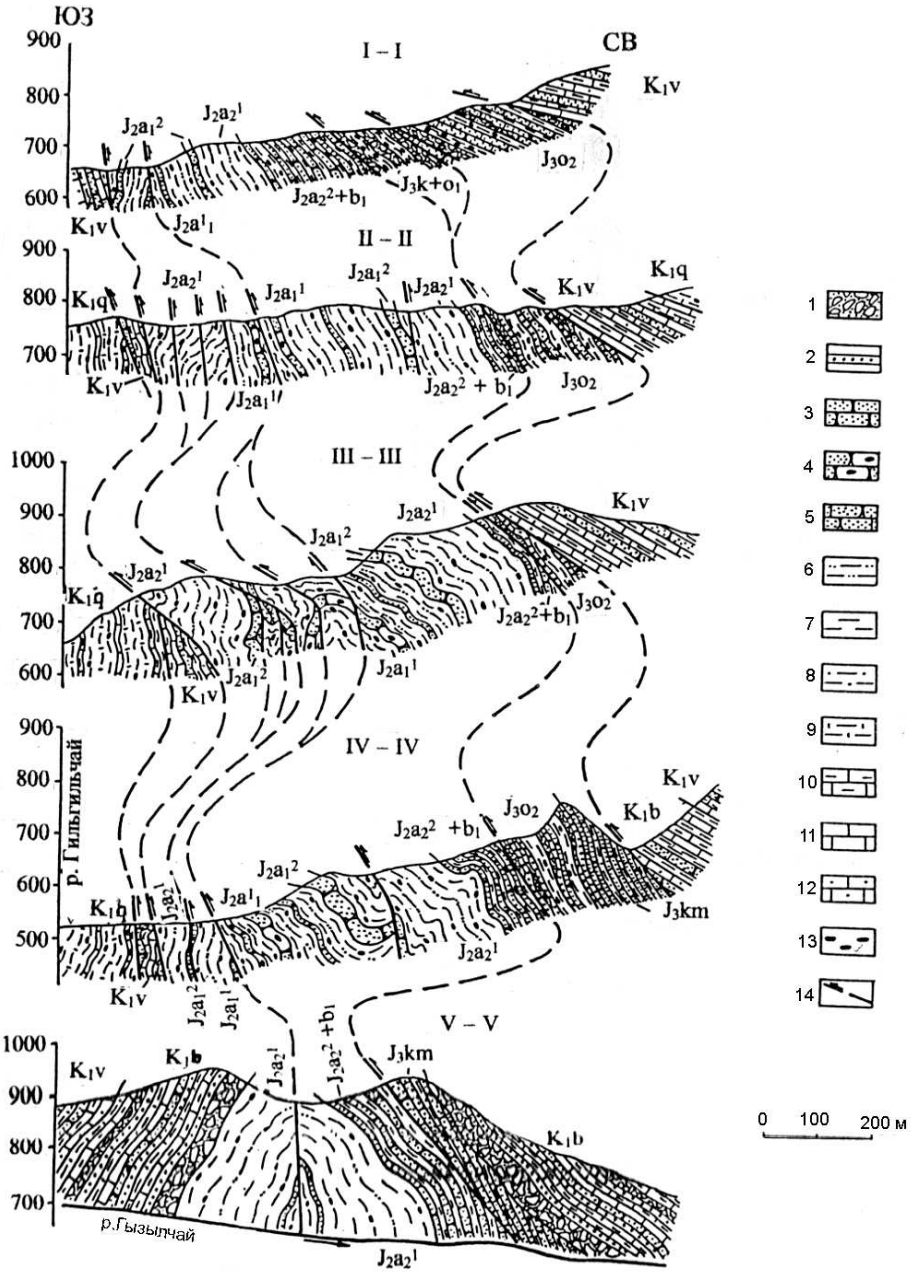


Рис. 4. Геологические профили через Гызылгазминскую антиклиналь в пяти сечениях. Составил Т.Н.Кенгерли.
Усл.обозначения: 1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – песчаники; 4 – песчаники конкреционные; 5 – песчаники известковистые; 6 – алевролиты; 7 – аргиллиты и глины; 8 – аргиллиты и глины песчанистые; 9 – аргиллиты и глины известковистые; 10 – мергели; 11 – известняки; 12 – известняки песчанистые; 13 – конкреции сидерита и анкерита; 14 – разрывные нарушения (взбросы, надвиги, срывы по стратиграфическим контактам).

Наконец, на юго-восточном периклинальном погружении северного крыла складки на р.Гызылгазмачай (рис.4, профиль V-V) верхнеюрские отложения, приведенные в подошве в тектонический контакт с верхнесидеритовой свитой аалена, представлены чередованием гравелитов, песчаников и аргиллитов переходящим в толщу чередования темно-серых, зеленоватых, крупнозернистых известковистых песчаников (часто переходящих в



Рис. 5. Базальные конгломераты основания молтской свиты. Фото И.Т.Кенгерли.

известняковые гравелиты) и зеленовато-серых глин при наблюдаемой мощности свыше 200 м. В кровле толща трансгрессивно перекрывается базальными конгломератами неокома. Именно данное пересечение верхней юры Н.Б.Вассоевичем было выделено в гызылгазминскую свиту кимеридж-титонского возраста (Вассоевич, 1938; Хаин, 1947).

Гутон-Гонагкендская зона. В пределах зоны мальм слагает основную часть обнажающегося стратиграфического разреза на Гайтар-Годжинском сложнопостроенном участке флексурного погружения структурного плана к востоку от р.Джимичай. При этом наблюдаются две полосы выходов комплекса на дневную поверхность, из которых южная протягивается от южной окраины с.Гонагкенд в направлении с.Хашы и представлена несколькими опрокинутыми на юго-запад складчатыми чешуями, тектонически выклинивающимися на подступах к р.Дахначай. Северная полоса наблюдается в сечениях по этому и более восточному (р.Истисучай) притокам р.Гильгильчай, участвуя в строении наиболее северного Ерфи-Хашинского антиклинального поднятия Гутон-Гонагкендской зоны.

Мальм южной полосы обнажается в излучине р.Джимичай за южной окраиной с.Гонагкенд (рис.1, разрез IV), где на левобережье реки формирует эффектно выраженное в рельефе центриклинальное замыкание Гаровулустинской брахисинклинали (рис.6). Опрокинутая в северо-западных румбах складка в обоих крыльях находится в тектоническом контакте со средней юрой и выполнена грубым терригенным флишем (замеренная мощность – 646 м, цветовая гамма – от зеленовато-серого до лилово-красного), представленным чередованием массивных мелко- и среднезернистых известковистых песчаников с тонкими прослойками аргиллитов, а в верхней части разреза – гравелитов, в которых обломочный материал представлен шахдагскими известняками, а также песчаниками и аргиллитами средней юры. Более высокие слои верхней юры обнажаются по правобережью р.Джимичай на юго-восточном продолжении ядра складки, где представлены чередованием средне- и массивно-слоистых средне- и крупнозернистых буровато-серых и коричневато-красных песчаников с прослоями и пачками буровато-коричневых и кирпично-красных аргиллитов.

Подробный разрез северной полосы выходов обнажается по р.Истисучай (правый приток р.Гильгильчай в ее истоках) по обоим крыльям Ерфи-Хашинской антиклинали. На южном крыле складки (рис.1, разрез V) в тектоническом контакте с аташгаинской свитой нижнего аалена наблюдается толща чередования массивно- и тонкослоистых, серых и зеленовато-серых преимущественно рыхлых песчаников, прослоенных зеленовато-серыми песчанистыми аргиллитами и алевролитами. В верхней части разреза залегает 2 м пласт тектонической брекчии из глыб и валунов серых песчаников и темно-серых до черного аргиллитов (средняя юра-?), скрепленных песчано-известковистым цементом. Сводная мощность разреза составляет 231 м, и в кровле он приведен в тектонический контакт с нижней частью бабадагской свиты нижнего мела Загатала-Говдагского прогиба по Главному Кавказскому надвигу, который выражен мощной (до 3 м) зоной сильно ожелезненных тектонически брекчированных пород.

На северном крыле Ерфи-Хашинской антиклинали разрез мальма более представителен (рис.1, разрез VI); здесь в тектоническом контакте (выражен 1,5 м тектонической брекчией с глинкой трения) с джиминской свитой верхнего аалена обнажается толща ритмичного чередования зеленовато-серых и лилово-розовых до вишнево-красных песчаников, аргиллитов, гравелитов, а в верхней части разреза также мелкогалечных конгло-

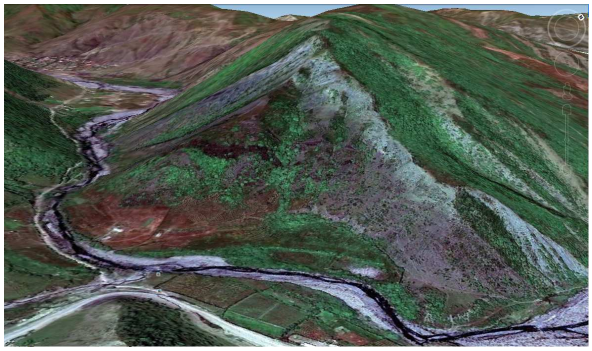


Рис. 6. Центриклинальное замыкание Гаровулустинской синклинали на левобережье р.Джимичай. Фото И.Т.Кенгерли.

мератов и известняков суммарной мощностью 653 м. Псефитовый материал грубообломочных интервалов представлен главным образом известняками шахдагской фации. Данная толща надстраивается 170 м интервалом ритмичного чередования зеленых и зеленовато-серых песчанистых аргиллитов, глинистых песчаников, мелко- и крупногравийных известняковых гравелитов (местами конгломератов), известковистых песчаников и песчанистых известняков. В основании данного интервала на контакте с предыдущей толщей залегает 7 м пласт базальных крупногалечных конгломератов (галька шахдагских известняков, среднеюрских песчаников и аргиллитов, в т.ч. кремнистых, а также кальцита) с крупными валунами и глыбами шахдагских известняков, угловатыми обломками кальцита и гипса. Суммарная мощность разреза в северном крыле Ерфи-Хашинской антиклинали достигает 830 м, и в кровле он приведен в тектонический контакт с нижним мелом (низы валанжина) Шахдаг-Хызынской зоны по Шахдаг-Гонагкендскому сбросу.

Схожий разрез верхней юры обнажается на более западном (5 км) пересечении антиклинали по р.Дахначай, где в отложениях верхней части разреза, отвечающих интервалам 11-13 Истисучайского разреза, А.И.Мамедовым (Мамедов и др., 1985) был найден обломок коралла, определенный Р.Г.Бабаевым как верхнеоксфордские *Clausostrocadubia From.* и *Montlivaltia sp. Indent.*

Корреляция разрезов. Рассмотрение и сопоставление описанных литолого-стратиграфических разрезов структурно-фациальных зон Бокового хребта позволяют с достаточной долей уверенности определить возраст разнофациальных свит, приуроченных к северному шельфу и континентальному склону келловей-позднеюрского бассейна. При этом мы придерживались следующих постулируемых исходных позиций:

– келловей-позднеюрская трансгрессия на глубоко размытый в позднем бате среднеюрский базис данной области (а также более северной области Известнякового Дагестана) происходила с юга и юго-запада – со стороны остаточного бассейна, сохранившегося в наиболее погруженной части зоны Южного склона;

– литофации келловей-позднеюрского вещественного комплекса испытывают закономерные изменения по латерали от более глубоководных на юге к мелководным на севере;

– региональная цветовая палитра келловей-верхнеюрских отложений характеризуется закономерной градационной сменой общего фона наблюдаемого разреза (что определяется конкретными климатическими и седиментационными условиями в соответствующих интервалах геологической эволюции бассейна): от темно-серого (до черного) до темного зеленовато-серого – для келловея, темного зеленовато-красноцветного – для оксфорда, зеленого – для кимериджа и пестрого зеленовато-красноцветного – для титона.

Нижнюю границу слоев, фиксирующих возвращение морских условий в пределы рассматриваемой области, мы датируем средним (?) келловеем. Подтверждением сказанному служат сведения о трансгрессивном налегании фаунистически обоснованных среднекелловейских отложений Известнякового Дагестана на подстилающие слои с явными следами перерыва в накоплении осадков (Брод, 1959; Брод, 1960). В то же время фаунистические данные, свидетельствующие (см.выше) о фактической непрерывности процесса образования биогерм мальма (а также неокома) на внешнем эскарпе Шахдагского шельфа, отделяющем Судурское мелководье от открытого моря и служащем платформой для барьерного рифа с середины келловея, являются косвенным подтверждением обязательного участия отложений того же возраста (формирование которых происходило синхронно с ростом рифовых биогерм) в геологическом разрезе как к югу, так и к северу от него.

Литолого-фациальный анализ келловей-верхнеюрского комплекса Судурской зоны приводит к выводу, что он формировался в условиях обширного континентального шельфа теплого позднеюрского бассейна. Сопоставление разрезов эвапоритовых образований Судурской зоны с аналогичными по фациальному составу образованиями мальма Известнякового Дагестана указывает на омоложение возраста эвапоритов в северном направлении. А это, в свою очередь, является отражением миграции береговой линии окраинного моря в северном направлении с латеральным перемещением песчаных пляжей и параллельным углублением Судурского шельфа со сменой в вертикальном разрезе эвапоритов на более глубоководные доломиты и карбонаты.

В то же время келловей-верхнеюрский комплекс Шахдаг-Хызынской и Гонагкендской зон в целом выражен формацией грубого терригенного флиша, сформировавшейся на крутом континентальном склоне и у его подножия к югу от барьерного рифа, куда псефитовый материал поставлялся главным образом с севера за счет продуктов разрушения рифовых построек и их платформенного основания. Во вскрытом эрозией геологическом разрезе можно наблюдать лишь отложения нижней части и подножия континентального склона, тогда как непосредственно склоновые переходные фации скрыты под мелом северного крыла Шахдаг-Хызынской зоны.

Выводы

1. Структурно-формационная зона Бокового хребта является классическим регионом, где можно проследить историю развития северной континентальной окраины Большекавказского бассейна на протяжении всего мальма.

2. Присутствие обломков океанических базальтов и радиоляритов (молтская свита) в основании разреза мальма континентального склона свидетельствует о близком расположении области денудации, каковой, по всей вероятности, служило Самур-Песчаномысское поднятие Среднего Каспия. При этом транзит обломочного материала должен был происходить по каналам, пробитым в барьерном рифе дельтами рек.

3. Участие в основании разреза верхнеюрского континентального шельфа хорошо отсортированных песков и песчаников, являющихся продуктом разрушения гранитных пегматитов сподумен-бериллиевого ряда, свидетельствует о более дальнем переносе обломочного материала, областью сноса которого, вероятно, служила Русская платформа.

4. Фациально-возрастная корреляция разрезов мальма Северо-Восточного Азербайджана и Дагестана свидетельствует о поступательной трансгрессии на Скифско-Туранскую платформу с юга и юго-запада.

ЛИТЕРАТУРА

АБИХ, Г.В. 1873. К геологии юго-восточного Кавказа. Результаты путешествия в 1865 году. *Зап. Кавк. отд. имп. Русск. геогр. об-ва,* Санкт-Петербург, VIII, 2.

АГАЕВ, В.Б., ГУСЕЙНОВ, Г.М. 1973. Структурно-фациальное районирование азербайджанской части Большого Кавказа в верхнеюрскую эпоху. *Ученые записки АГУ, сер. геол.-геогр.наук,* 5, 58-63.

АЛИ-ЗАДЕ, А.А. 1939. О стратиграфическом положении халтанской свиты. *Тр. ГИН АзФАН СССР,* Баку, 12/63.

БАРАНОВ, Г.И., БЕЛОВ, А.А., ДОТДУЕВ, С.И. 1990. Большой Кавказ. В сб.: *Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования.* Наука, Москва, 106-215.

БОГДАНОВИЧ, К.И. 1902. Два пересечения Главного Кавказского хребта. *Труды Геологического комитета*, Санкт-Петербург, 19, 1.

БОГДАНОВИЧ, К.И. 1906. Система Дибрара в юго-восточном Кавказе. *Труды Геологического комитета, новая серия,* Санкт-Петербург, 26.

ВАССОЕВИЧ, Н.Б. 1938. Новые данные по стратиграфии верхней юры и неокома Северо-Восточного Азербайджана. *Доклады АН СССР, новая серия,* 21, 3, 135-140.

ВАССОЕВИЧ, Н.Б., ХАИН, В.Е., ГРОССГЕЙМ, В.А. 1951. Геологические условия нефтеносности мезозоя Юго-Восточного Кавказа. *Азербайджанское нефтяное хозяйство,* 1, 3-7.

ВЕБЕР, В.В. 1936. От Вандама до Нухи. Маршрутные пересечения южного склона Главного Кавказского хребта. *Труды НГРИ*, Москва, Б, 67.

ВИХЕРТ, А.В., ЛЕБЕДЕВА, Н.Б., БАШИЛОВ, В.И. 1966. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. Недра. Москва.

БРОД, И.О. (под ред.). 1959. Геология и нефтегазоносность юга СССР. Дагестан. Труды Комплексной южной геологической экспедиции (КЮГЭ). Гос. науч.-техн. изд-во нефт. и гор.-топ. лит-ры. Ленинград.

БРОД, И.О. (под ред.). 1960. Геологическое строение восточной части Северного склона Кавказа. Труды Комплексной южной геологической экспедиции (КЮГЭ). Гос. науч.-техн. изд-во нефт. и гор.-топ. лит-ры. Ленинград.

ГЕОЛОГИЯ СССР, т.XLVII. АЗЕРБАЙДЖАНСКАЯ ССР. Ч.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ. 1972. Недра. Москва.

ГОРШЕНИН, Т.А. 1964. Геологическое строение междуречья Самура и Кусарчая в бассейнах рек Таирджал и Укурчай. Отчет Самурской поисково-съемочной партии за 1963 г. Гос.инф.-арх.фонд МЭПР АР. Баку.

ГРИГОРЬЯНЦ, Б.В., АЛИЕВ, Х.Ш. 1960. О переходе от юры к мелу на Юго-Восточном Кавказе. *Известия АН Азерб.ССР, сер.геол.-геогр.наук,* 1, 29-37.

ГРИГОРЬЯНЦ, Б.В., БАБАЕВ, Р.Г., МУСТАФАЕВ, С.С. 1974. Некоторые вопросы стратиграфии верхней юры и нижнего мела и условия образования рифовых известняков на северном склоне юго-восточного окончания Большого Кавказа. *Известия АН Азерб. ССР, сер.наук о Земле,* 4, 14-22.

ИСАЕВ, Б.М., КЕНГЕРЛИ, Т.Н., ИСМАИЛОВ, И.Г. и др. 1975. Отчет о составлении комплекта карт геологического содержания азербайджанской части Большого Кавказа масштабов 1:100000 и 1: 200000 за 1970-1973 гг. Гос. инф.-арх. фонд МЭПР АР. Баку.

ИСАЕВ, Б.М., КЕНГЕРЛИ, Т.Н., РАШИДОВ, Х.А. и др. 1977. Отчет о поисково-съемочных работах масштаба 1:25000 на юго-восточном погружении Большого Кавказа за 1974-1976 гг. Гос. инф-арх. фонд МЭПР АР. Баку.

ИСАЕВ, Б.М., ГАДЖИЕВ, Т.Н., АЛИ-ЗАДЕ, С.А., КЕНГЕРЛИ, Т.Н. 1981. Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа. *Геотектоника*, 1, 70-84.

КЕНГЕРЛИ, Т.Н. 1982. Особенности геологического строения азербайджанской части Бокового хребта Большого Кавказа. Автореф. дисс. … канд. геол.-минерал. наук. Баку.

КЕНГЕРЛИ, Т.Н. 2010. Тектоническая расслоенность альпийского чехла Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Автореф. дисс. … докт. геол. -минерал. наук. Баку.

КУЗНЕЦОВ, В.Г. 1978. Геология рифов и нефтегазоносность. Недра. Москва.

МАМЕДОВ, А.И., ГУРБАНОВ, А.М., АБДУЛЛАЕВ, Р.Н. и др. 1977. Отчет о результатах ГГС масштаба 1:50000 на южном склоне азербайджанской части Большого Кавказа за 1971-1976 гг. Гос. инф.-арх. фонд МЭПР АР. Баку.

МАМЕДОВ, А.И., ЮСИФОВ, И.С., РАГИМОВ, Л.С. и др. 1985. Отчет о результатах геологического доизучения ранее заснятых площадей в масштабе 1:50000 юго-восточной части Большого Кавказа за 1979-1984 гг. Гос.инф.-арх.фонд МЭПР АР. Баку.

МИРЧИНК, М.Ф. 1935. Тектонические проблемы Юго-Восточного Кавказа. Труды Аз.неф.геол.-разв. треста, 11. ОНТИ НКТП СССР. Москва.

МИШУНИНА, З.А. 1939. Очерк стратиграфии мезозойских отложений района Халтан-Лагич (Юго-Восточный Кавказ). *Труды НГРИ,* сер.А, ГОНТИ, Ленинград-Москва. 127.

ПРОШЛЯКОВ, Б.К., КУЗНЕЦОВ, В.Г. 1981. Литология и литолого-фациальный анализ. Недра. Москва.

ПУСТОВАЛОВ, И.Ф. 1936. Геологический очерк Кусарской наклонной равнины в Азербайджане. *Труды ЦНИГРИ*, ОНТИ НКТП СССР**,** Москва, 83.

ПЧЕЛИНЦЕВ, В.Ф. 1932. Фауна утесов Дибрара. *Труды ВГРО*, ОНТИ НКТП СССР, Москва-Ленинград, 20.

РОСТОВЦЕВ, Н.Н. 1932. Геологическая карта Джани-Ахтынского района Южно-Нагорного Дагестана. ОНТИ НКТП СССР**.** Москва.

РОСТОВЦЕВ, Н.Н. 1934. Годовой отчет за 1932 г. о работах в Ахтынском районе. Отчет о состоянии и деятельности НГРИ за 1932 г. ОНТИ НКТП СССР**.** Москва.

РОСТОВЦЕВ, Н.Н. 1948. О геологической истории юрского периода в восточной части Большого Кавказа. *Известия АН СССР, сер геол.,*6, 24-21.

РУСАНОВ, Н.К. 1938. Краткий геологический очерк верховьев р.Ахтычай в Южном Дагестане. *Труды СКГУ*, ОНТИ НКТП СССР, Москва, 2.

САИДОВ, М.Н. 1936. Отчет о состоянии и деятельности Нефтяного геологоразведочного института за 1933 г. Москва.

ХАИН, В.Е. 1937а. Геологические исследования и поиски нефти в Лагичских горах. ОНТИ НКТП СССР. Азнефтеиздат. Баку – Москва.

ХАИН, В.Е. 1937б. Опыт сопоставления меловых отложений южного склона Кавказа. Азнефтеиздат. Баку.

ХАИН, В.Е. 1939. Новые данные о геологическом строении Юго-Восточного Кавказа. *Тр. ГИН АзФАН СССР*, 12/63, 261-300.

ХАИН, В.Е. 1947. Разрез и фации мезозоя Юго-Восточного Кавказа по данным новейших исследований. *Труды ГИН АН Азерб. ССР,* 13, Баку.

ХАИН, В.Е., ШАРДАНОВ, А.Н. 1957. Геологическое строение северного склона Юго-Восточного Кавказа. В: *Материалы по геологии Северо-Восточного Азербайджана*. Изд-во АН Азерб.ССР, Баку.

ХАИН, В.Е., ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш., ГРОССГЕЙМ, В.А. 1951. К истории азербайджанской части Большого Кавказа в верхнеюрское время. *Известия АН Азерб.ССР,* 10, 19-43.

ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш. 1956. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Изд-во АН Азерб.ССР. Баку.

ШУРЫГИН, А.М. 1961. Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. Изд-во АН СССР. Москва.

KANGARLI, T.N. 2012. Mass overthrust within the structure of Greater Caucasus (Azerbaijan). In: *The modern problems of geology and geophysics of Eastern Caucasus and the South Caspian depression*. Nafta-Press, Baku.

Рецензент: д.г.-м.н. Ш.А.Бабаев

© N.Ə.İmamverdiyev, M.Y.Həsənquliyeva, 2013

KİÇİK QAFQAZIN MƏRKƏZİ HİSSƏSİNİN NEOGEN YAŞLI ANDEZİT-DASİT-RİOLİT FORMASIYASININ FORMALAŞMASINDA AMFİBOLUN ROLU HAQQINDA

N.Ə.İmamverdiyev[1], M.Y.Həsənquliyeva[2]

1 – *Bakı Dövlət Universiteti*
AZ1148, Bakı, Z.Xəlilov küçəsi, 23

2 – *Azərbaycan Milli Elmlər Akademiyası Geologiya İnstitutu*
AZ1143, Bakı, H.Cavid prosp., 29A

Məqalədə Kiçik Qafqazın mərkəzi hissəsinin neogen yaşlı andezit-dasit-riolit formasiyasının formalaşmasında amfibolun rolu araşdırılmışdır. Aparılan tədqiqatlar belə nəticəyə gəlməyə imkan verir ki, andezit-dasit-riolit formasiyası süxurlarının əmələ gəlməsində amfibol fraksiyalaşması başlıca rol oynamışdır. Müəyyən olunmuşdur ki, kalsiumlu amfibolun fraksiyalaşması qalıq ərintini SiO_2 ilə zənginləşdirmiş, dəmir və titanı isə kasıblaşdırmışdır. Amfibolun fraksiyalaşması hesabına turş süxurlara doğru yüngül nadir torpaq elementlərinin miqdarı və La/Yb, Rb/K nisbəti artır. Bu elementlərin nisbətinin artması formasiya süxurlarının əmələ gəlməsində amfibolun fraksiyalaşması ilə izah edilir.

Andezit və riolitlərin əmələ gəlməsi maqmatik petrologiyada həll olunmayan məsələlərdəndir və bu məsələyə kifayət qədər çoxlu elmi məqalə həsr edilmişdir. Xüsusilə bazalt, dasit və riolitlərdə vahid sıra əmələ gətirən andezitlərin əmələ gəlməsi mürəkkəb problem olaraq qalır. Andezitlərin əmələ gəlməsini izah edən bir sıra hipotezlər vardır: 1) bazalt maqmasının kristallaşma diferensiasiyası; 2) Yer qabığının aşağı horizontu süxurlarının qismən əriməsi; 3) subduksiya olunmuş okean qabığının qismən əriməsi; 4) mantiya süxurlarının qismən əriməsi; 5) Yer qabığı materialının bazalt ərintisi ilə assimilyasiyası; 6) vahid kristallaşma və assimilyasiya prosesi.

Bu hipotezlərin hamısı qarşılıqlı ziddiyyətə malikdir. Belə bir problemi həll etmək üçün Kiçik Qafqazın mərkəzi hissəsinin inkişafının gec kolliziya mərhələsinə cavab verən üst miosen-alt pliosen yaşlı andezit-dasit-riolit formasiyası unikal bir obyekt kimi götürülə bilər. Qoyulan məsələləri həll etmək üçün müxtəlif tip süxurların müasir səviyyədə öyrənilməsi tələb olunur. Kogerent və qeyri-kogerent elementlərin geokimyəvi xüsusiyyətləri, onların nisbəti mantiya mənbəyinin xarakterini və fraksiyalaşma prosesinin tipini müəyyən etməyə imkan verir.

Kiçik Qafqazın mərkəzi hissəsində üst miosen-alt pliosendə andezit-dasit-riolit formasiyası formalaşmışdır. Vulkanitlərin səciyyəvi xüsusiyyəti onların əsasən orta və turş tərkibli piroklastik və effuziv əmələgəlmələrdən ibarət olmasıdır. Onların tərkibi nadir hallarda bazaltik andezit və bazaltdan ibarət olub, əsasən andezit, traxiandezit, dasit, traxidasit, riolit və traxiriolitlərə cavab verir.

Formasiya süxurlarının mineral paragenezislərinin öyrənilməsi göstərmişdir ki, onların tərkibində maqnetit, hornblend və biotitin erkən kristallaşması, klinopiroksenin likvidusda meydana çıxması, çöl şpatlarının struktur vəziyyəti, maqmatik ərintinin kristallaşması və təkamülü su buxarının yüksək təzyiqi şəraitində aralıq ocaqlarda baş vermişdir (Исмаил-Заде, 1990; Имамвердиев, 2000). Formasiya süxurlarının nisbətən turş üzvləri (dasit-riolitlər) isə formalaşdıqda ətraf süxurlarla qarşılıqlı münasibətdə olmuşdur.

Formasiya süxurlarının kimyəvi tərkibinin sistemləşdirilməsi nəticəsində andezit-dasit-riolit formasiya süxurlarının əsas petrokimyəvi tipləri faktor analizinin köməyi ilə ayrılmışdır. 9 petrogen element üzrə F_1 və F_2 faktorları əsasında (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, FeO*, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5) qurulmuş diaqramda (1-ci cədvəl, 1-ci şəkil) andezit-traxiandezit-kvarslı latitlər, dasit-traxidasitlər və riodasit-riolitlər müstəqil qruplar yaradır. Hesablamalar göstərmişdir ki, birinci faktorun ümumi dispersiya payı 58,5% olub, iki element assosiasiyasına təsir göstərir: I – SiO_2 (-0,86); II – TiO_2 (0,77), Al_2O_3 (0,66), Na_2O (0,76), P_2O_5 (0,83), FeO* (0,71). İkinci faktorun ümumi dispersiyadakı payı isə 14,69% təş-

kil edir və aşağıdakı element assosiasiyalarına təsir göstərir: MgO (0,63), CaO (0,78) və K_2O (-0,86). Bu onunla izah olunur ki, SiO_2 və K_2O digər petrogen elementlərlə mənfi korrelyasiya yaradır və diferensiasiya prosesində çöl şpatı, titanlı maqnetit və apatitin fraksiyalaşmasına dəlalət edir. Həqiqətən də formasiya süxurlarının tərkibində SiO_2-nin miqdarı artdıqda titan, alüminium, dəmir, maqnezium, kalsium və fosforun miqdarı azalır, qələvilərin (Na və K) miqdarı isə artır. Belə qanunauyğunluğa səbəb qeyd etdiyimiz mineralların fraksiyalaşmasıdır.

1-ci cədvəl

Kiçik Qafqazın mərkəzi hissəsinin andezit-dasit-riolit formasiyası süxurlarının və onların daxilolmalarının petrogen oksidlərinin (%-lə) və mikroelementlərin (q/t) miqdarı (İmamverdiyev, 2002)

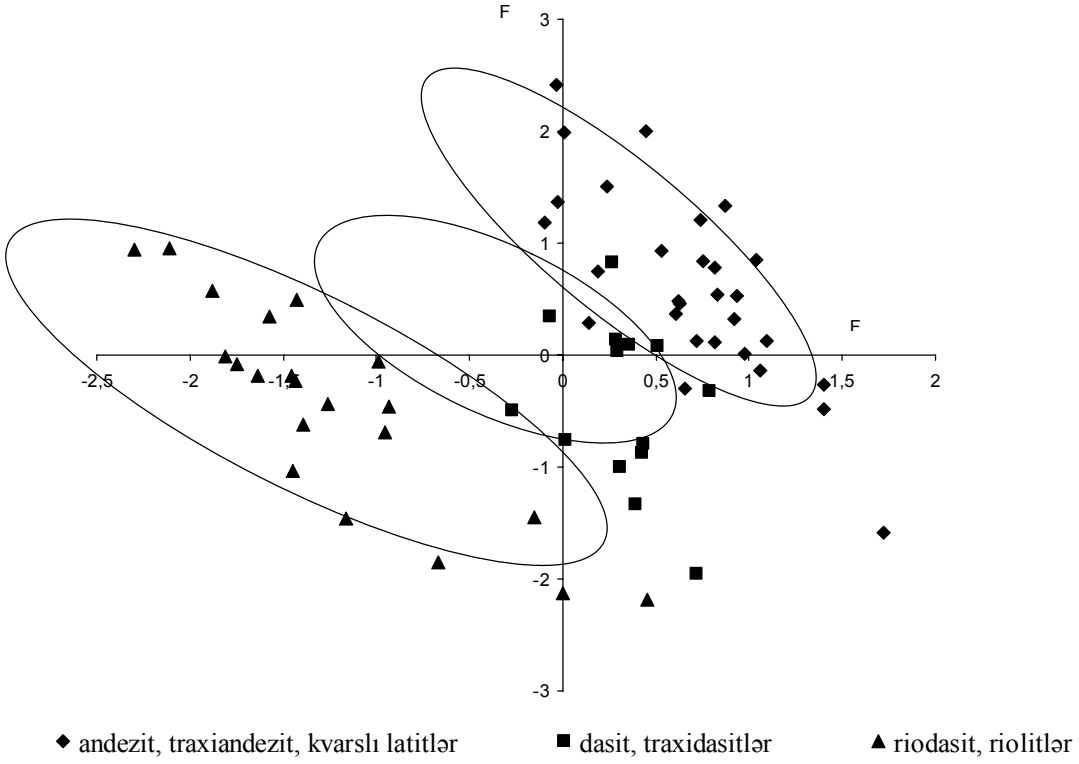
Komponentlər	40	46	8	15	100	190	194	106
SiO_2	61,87	63,26	63,8	62,61	62,1	61,75	62,84	65,01
TiO_2	0,59	0,63	0,49	0,58	0,6	0,81	0,75	0,6
Al_2O_3	15,7	17,15	15,41	16,9	16,6	14,81	17,15	17,03
Fe_2O_3	3,47	3,93	2,5	3,91	3,28	3,91	4,94	3,38
FeO	1,29	0,62	0,94	1,01	1,29	2,46	0,43	0,73
MnO	0,06	0,06	0,06	0,04	0,09	0,1	0,09	0,03
MgO	1,85	2,29	1,77	1,95	1,9	3,18	1,86	1,43
CaO	4,85	4,23	5,34	4,24	4,32	6,13	5,25	3,97
Na_2O	4,19	4,43	3,93	4,07	4,08	3,37	3,3	4,27
K_2O	3,54	3,65	2,73	2,95	3,08	2,37	1,87	3,47
P_2O_5	0,41	0,43	0,38	0,28	0,3	0,28	0,35	0,33
İtki	0,81	0,2	1,96	0,54	0,46	0,13	0,38	0,47
Σ	98,63	100,88	99,31	99,08	98,1	98,3	99,21	100,72
Rb	83	61	66	63	74	42	51	86
Li	20	18	14	19	19	19	8	12
Sr	1105	840	935	935	850	520	860	935
Ba	1250	640	640	650	690	400	850	690
Cr	120	100	180	180	180		-	180
V	170	100	40	60	60	150	110	40
Ni	24	20	22	30	31	69	25	32
Co	20	20	30	35	16	34	24	3
Sc	7	10	6	7	13	10	10	10
Cu	20	30	20	37	83	57	28	22
Zn	65	60	63	65	54	100	97	57
Zr	178	163	150	160	150	130	160	170
Nb	12	9	10	11	10	8	11	14
Ta	0,84	0,88	0,82	0,72	0,94	0,46	0,77	1,4
Hf	4,8	3,7	4	3,6	3,3	3,8	4,3	4,7
Th	11	8,6	11	9,3	10		10	18
U	2,7		4,7	5,7	4,4	4	4	5,4
La	45	52	37	43	36	23	47	47
Ce	88	73	73	77	76	57	91	87
Sm	4,2	5,4	3,6	3,9	4,2	7,5	5,1	3,6
Eu	1,2	1,1	1	1,2	1	1,6	1,6	1,1
Tb	0,67	0,42	0,43	0,56	0,58	1,1	0,9	0,44
Yb	1,2	1,5	1,3	1,4	1,5	3,6	1,8	1,3
Lu	0,19	0,24	0,18	0,2	0,2	0,69	0,23	0,17
Y	11	11	16	16	14	29	13	10

1-ci cədvəlin ardı

Komponentlər	74	200	96	3-v	194-b	190-q	194-a	191-a	186-v
SiO_2	64,97	64,51	70,62	44,92	51,42	49,8	45,94	57,92	45,92
TiO_2	0,52	0,55	0,27	1,88	1,01	1,15	1,58	0,98	1,61
Al_2O_3	16,41	15,96	15,77	14,85	17,82	8,46	13,09	16,99	16,15
Fe_2O_3	3,59	3,55	1,69	9,98	6,03	5,62	9,66	5,13	6,29
FeO	0,28	1,01	0,43	1,15	2,17	3,33	1,74	1,6	1,45
MnO	0,09	0,08	0,04	0,16	0,16	0,18	0,19	0,1	0,11
MgO	1,31	1,13	0,05	7,81	5,87	12,43	8,13	2,62	7,47
CaO	3,19	3,3	1,32	10,96	8,83	13,74	13,47	6,74	14,7
Na_2O	4,05	4	4,57	4,05	3,38	2	2,99	4,32	2,23
K2O	2,55	3,47	4,14	0,77	1,27	0,92	0,89	2,01	0,72
P_2O_5	0,23	0,22	0,06	1,75	0,52	0,13	1,7	0,68	0,09
İtki	0,96	0,85	0,27	0,63	0,46	0,39	0,49	0,43	0,38
Σ	98,15	98,43	99,23	98,91	98,94	98,15	99,87	99,52	97,12
Rb	72	90	97	20	25	20	27	30	10
Li	14	22	13	11	20	23	22	21	33
Sr	833	710	420	1000	1020	349	1100	1700	1300
Ba	760	1070	830	580	650	389	440	730	380
Cr	100	-	-	320	95	-	-	-	-
V	100	120	40	260	-	170	210	170	210
Ni	25	20	15	79	56	70	70	36	100
Co	15	30	9	32	60	35	35	16	29
Sc	10	10	3	40	-	35	20	20	30
Cu	26	31	13	50	71	41	41	118	78
Zn	59	7	70	75	110	100	100	100	52
Zr	150	200	240	-	78	110	85	190	70
Nb	14	14	17	-	-	10	19	13	10
Ta	1,1	-	-	0,67	-	0,4	0,68	0,86	0,29
Hf	4,2	-	-	3	-	2,8	3,1	4,1	1,5
Th	16	-	-	3,2	-	4	5,1	7,7	2
U	3,3	-	14	4	-	2	5,3	4	4
La	38	53	47	55	43	23	68	55	17
Ce	74	79	78	120	74	46	140	110	37
Sm	4,4	6,3	5	12	6,7	7,9	14	6,8	5,5
Eu	0,95	1,2	0,79	2,8	1,8	2	3,2	1,7	1,6
Tb	0,42	0,99	0,57	1,4	0,81	1,6	1,5	0,73	1,2
Yb	1,3	1,7	1,4	2,6	1,5	3,7	3	1,7	2,3
Lu	0,17	0,21	0,18	0,39	0,25	0,64	0,52	0,27	0,38
Y	9	46	16	-	-	-	-	19	19

40 – kvarslı latit; 46, 8, 15 – traxiandezit; 100, 190, 194 – andezit; 106, 74 – dasit; 200 – traxidasit; 96 – riodasit; 3-v – qabbro-amfibolit; 194-b – amfibollu qabbro; 190-q – piroksenit; 194-a , 191-a – amfibol; 186-v –kvarslı diorit

Aparılan petrogeokimyəvi tədqiqatlar nəticəsində müəyyən olunmuşdur ki, neogen yaşlı andezit-dasit-riolit formasiyasının müxtəlifliyi amfibol+plagioklaz+klinopiroksen+maqnetit kimi mineralların fraksiyalaşması hesabına baş verə bilər. Bu, T.Green (Green, Pearson, 1985) və J.Gillin (1981) məlumatları ilə təsdiq olunur. Bu alimlərə görə, sulu şəraitdə amfibol likvidus fazası ola bilər. Yer qabığının qalın olduğu bir şəraitdə amfibol başqa klinopiroksen, plagioklaz, maqnetit mineralları ilə birgə fraksiyalaşır və yüksək silisiumlu süxurların əmələ gəlməsinə səbəb ola bilər. Beləliklə, andezit-dasit-riolit sırasının əmələ gəlməsi üçün hornblendin də fraksiyalaşması tələb olunur.



1-ci şəkil. Makroelementlər üzrə alınmış F_1 və F_2 faktorlarının asılılıq diaqramı

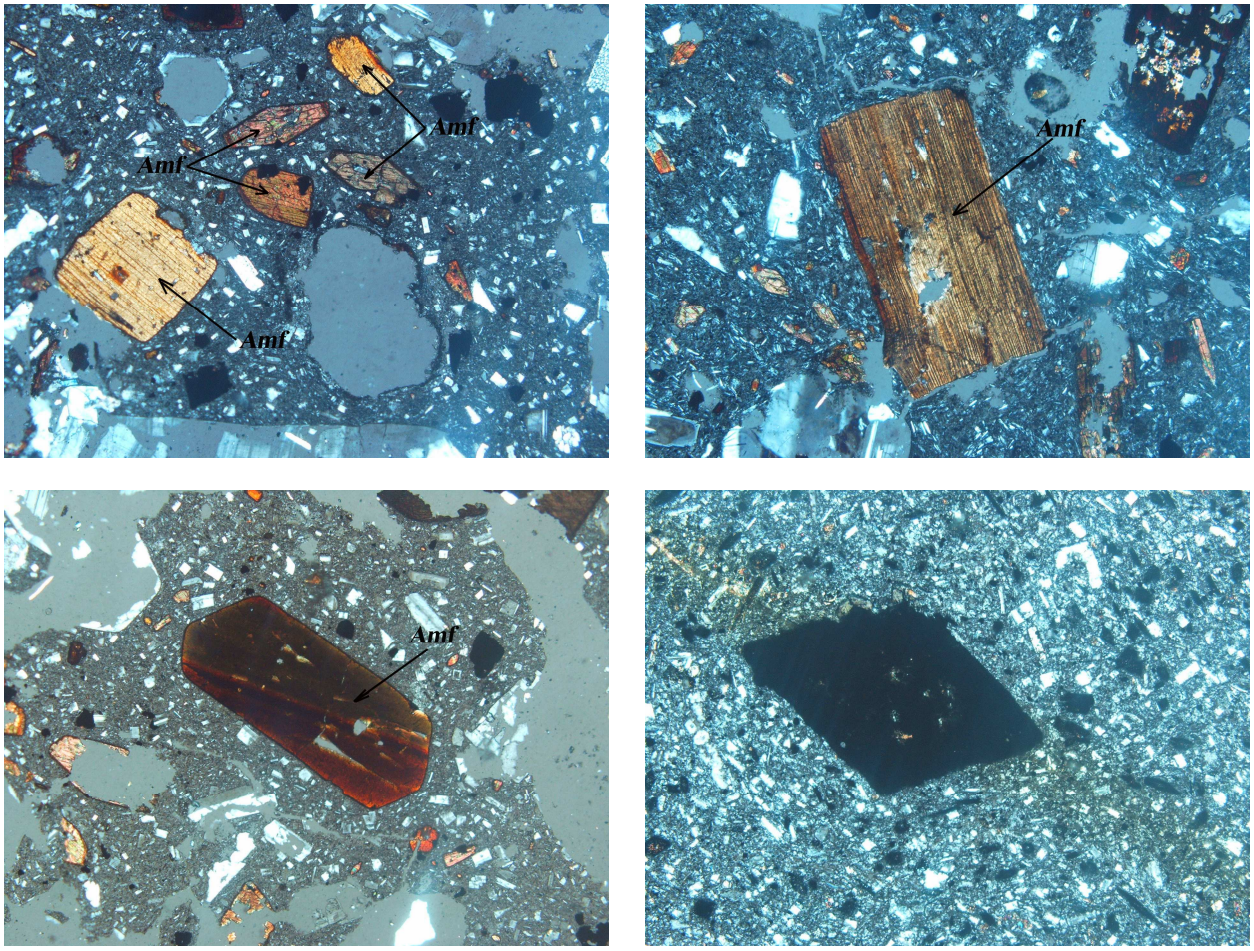
Bizim hesablamalarımız göstərmişdir ki, formasiya süxurlarında maqnetitin miqdarı 1%-ə yaxındır. Klinopiroksen-plagioklaz-hornblend assosiasiyasının payı isə 18-25%-ə çatır. Bu fikir onu təsdiq etməyə imkan verir ki, məhz maqnetitin erkən kristallaşması yalnız titan və dəmirin ərintidən uzaqlaşmasına cavabdehdir.

Beləliklə, maqnetitin miqdarı bu süxurlarda kifayət qədər azdır və ona görə də, bizim fikrimizcə, maqnetitin fraksiyalaşması yalnız dəmir və titanın azalmasına səbəb ola bilər, digər komponentlərin paylanmasında isə (məsələn, SiO_2, Al_2O_3, CaO) bu fraksiyalaşma rol oynamır. Bütün bunlar onu göstərir ki, öyrəndiyimiz andezit-dasit-riolit seriyasının əhəngli-qələvili trendinə tək maqnetitin fraksiyalaşması ilə deyil, həm də yüksək Fe/Mg nisbətinə malik olan və SiO_2 ilə doymayan hornblendin kristallaşması ilə nəzarət olunur.

Qeyd etmək lazımdır ki, amfibol formasiya süxurlarında baş süxur əmələgətirən minerallardan olub müxtəlif ölçüdə idiomorf kristallar əmələ gətirir. Ən böyük kristallar prizmatik lövhəvari formaya malikdir. Xırda kristallar üçün isə uzun prizmatik iynəvari formalar səciyyəvidir. Bəzi kristallar üçün opasitləşmə (2-ci şəkil), həmçinin plagioklaz, piroksen və apatit dənələrinin aqreqatları ilə əvəz olunma səciyyəvidir. Amfibollarda opasitləşmə prosesinin olması ərintidə kifayət qədər uçucu komponentlərin iştirak etməsinə və kristallaşmanın nisbətən oksidləşmə şəraitində baş verməsinə dəlalət edir.

Formasiya süxurlarında amfibol əsasən piroksenlə, çöl şpatları və biotitlə assosiasiya təşkil edir. Amfibolların kimyəvi analizlərinin nəticəsi (2-ci cədvəl) göstərmişdir ki, onlar əsasən çermakit, parqasit və maqneziumlu hornblendlərə aiddir (Имамвердиев, 2000). Onlar az maqneziumlu, alüminiumlu, yüksək silisiumluluğu ilə səciyyələnərək, tərkibində Al^{IV} payı az miqdarda müşahidə edilir. Belə nəticəyə gəlmək olar ki, Ca-amfibolun fraksiyalaşması qalıq ərintini SiO_2 ilə zənginləşdirərək, eyni zamanda, onu dəmir və titanla kasıblaşdıracaqdır. Bu fikir hornblendin erkən kristallaşması və bir çox regionlar üçün aparılmış eksperimental işlərlə təsdiqlənir.

Eksperimental işlərin əsasında müəyyən olunmuşdur ki, amfibol – ərinti üçün NTE paylanma əmsalı tərkibdən, temperaturdan, təzyiqdən və həmçinin bu mineralın kristallokimyəvi xüsusiyyətindən asılıdır. Bu asılılıq temperatur aşağı düşdükdə və sabit təzyiqdə ərintinin silisiumluluğu artdıqda daha aydın hiss olunur (Green,



2-ci şəkil. Hornblend möhtəviləri olan andezit və traxiandezitlər.
Nüm. 15, 100, 8 və 194; 40x, analizatorla

Pearson, 1985; Hilyard et al., 2000). Lakin T.Green və N.Pirsona görə, hornblendin fraksiyalaşmasının əsas xüsusiyyəti yüngül NTE nisbətən orta və ağır NTE ayrılması və bazalt ərintilərdən dasitlərə doğru daha da artmasıdır. Bazalt ərintilərində amfibolun fraksiyalaşması La/Yb nisbətinin qalıq ərintilərdə artmasına səbəb olsa da, NTE yayılma spektri eyni qalır. Əgər maqma dasit-riodasitə qədər təkamül edirsə, NTE amfibol – ərinti arasındakı paylanma əmsalını artırır və orta NTE ağır NTE üçün vahiddən böyük olur. Bu isə nadir torpaq elementlərinin fraksiyalaşmasına səbəb olur və NTE spektrində qalıq ərintilərdə orta NTE spektrində aşağıya əyilmə özünü göstərir. Məhz diferensiallaşmış andezit-dasit-riolit formasiyası süxurlarında biz bu şəkli müşahidə edirik.

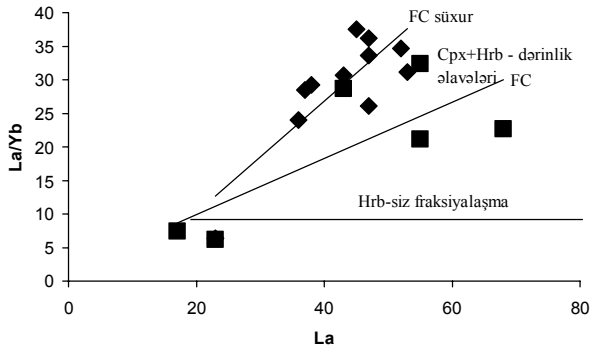
Amfibolun fraksiyalaşmasının digər göstəricisi kimi Rb/K nisbəti xidmət edə bilər. Bu onunla izah olunur ki, T.Sissonun fikrinə görə (Sisson, 1991), bu elementlərin amfibol-ərinti arasındakı paylanma əmsalı bir neçə dəfə fərqli ola bilər. Bütövlükdə götürsək, amfibolsuz assosiasiyada kristallaşma diferensiasiyası prosesinin gedişində və bazalt sisteminin qismən əriməsində bu elementlər ayrılmır və onların nisbəti çox zaman fraksion kristallaşma (sabit nisbət) və qalıq materialı ilə assimilyasiya proseslərinin (nisbətin artması) (Defant et al., 2001) göstəriciləri kimi genetik məqsədlər üçün istifadə edilir. Əvvəllər göstərdiyimiz kimi (Гасангулиева и др., 2010), andezitlərin əmələ gəlməsində başqa nişanələrə görə vahid assimilyasiya və kristallaşma diferensiasiyası prosesləri aparıcı rol oynadığını nəzərə alsaq, qeyd etdiyimiz halda maqmatik sistemin təkamülü zamanı Rb/K nisbətinin artmasını həm də amfibol saxlayan mineral assosiasiyasının fraksiyalaşması ilə izah etmək olar.

2-ci cədvəl

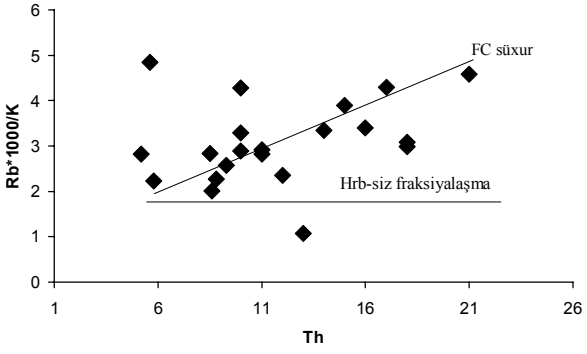
Andezit-dasit-riolit formasiya süxurlarında amfibolların kimyəvi tərkibləri
(İmamverdiyev, 2002)

Komponentlər	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	42,97	49,92	43,46	43,14	43,47	42,81	43,11	42,86
TiO_2	2,94	0,87	1,16	1,26	1,19	1,77	1,08	1,08
Al_2O_3	11,56	5,96	8,40	8,57	8,27	9,85	7,64	8,68
FeO*	12,08	13,26	17,42	16,98	16,79	16,5	17,71	16,49
MnO	0,14	0,53	0,58	0,56	0,58	0,60	0,54	0,51
MgO	13,11	13,89	12,08	11,86	12,41	11,15	11,57	12,11
CaO	9,94	11,43	10,50	10,33	10,29	10,40	10,04	10,42
Na_2O	2,48	1,70	1,65	2,08	1,67	2,13	2,36	2,60
K_2O	0,92	0,70	1,06	1,10	0,87	1,14	1,00	0,87
Σ	96,14	98,26	96,31	95,88	95,51	96,36	95,06	95,64
23 oksigen atomuna hesablanmış kristallokimyəvi tərkibləri								
Si	6,338	7,233	6,529	6,530	6,550	6,458	6,611	6,512
Al^{IV}	1,662	0,767	1,471	1,470	1,450	1,542	1,380	1,488
Al^{VI}	0,348	0,252	0,017	0,060	0,018	0,209	-	0,066
Ti	0,326	0,095	0,131	0,144	0,135	0,201	0,124	0,123
Fe^{3+}	0,633	0,167	1,025	0,944	1,186	0,723	0,949	0,864
Mg	2,882	3,00	2,705	2,676	2,787	2,507	2,645	2,742
Fe^{2+}	0,789	1,42	1,048	1,100	0,798	1,277	1,215	1,136
Mn	0,018	0,065	0,074	0,072	0,074	0,077	0,070	0,066
Na	0,709	0,477	0,480	0,611	0,487	0,624	0,702	0,765
Ca	1,571	1,774	1,690	1,675	1,661	1,681	1,649	1,696
K	0,174	0,129	0,307	0,213	0,167	0,219	0,195	0,168

Şəkillərdən (3-cü və 4-cü şək.) göründüyü kimi, diferensiasiya indeksi kimi götürülmüş La və Th-a nisbətən La/Yb, Rb/K mikroelement nisbətlərinin sabit qiyməti amfibolsuz paragenezislərin fraksion kristallaşma prosesinə cavab verir və bu nisbətlərin diferensiasiya prosesində artmasını izah edə bilmir. Diferensiasiya indeksinin (Th) artması ilə Rb/K nisbəti formasiya süxurlarında 1,5-2 dəfə artır. Əsasən klinopiroksen və hornblenddən ibarət olan kumulyativ daxilolmalarda Th-un minimal qiymətində Rb/K nisbətinin daha yüksək olması və La/Yb-La qrafikində hornblendsiz paragenezislərin ideal Releyfraksiyalaşmasından fərqli trend əmələ gətirməsi formasiya süxurlarının formalaşmasında hornblendin aparıcı rol oynamasına dəlalət edir.



3-cü şəkil. Andezit-dasit-riolit formasiyasının süxurlarında La/Yb nisbətinin La diferensiasiya indeksinə görə münasibəti



4-cü şəkil. Andezit-dasit-riolit formasiyasının süxurlarında Rb/K nisbətinin Th diferensiasiya indeksinə görə münasibəti

Beləliklə, hornblendin erkən kristallaşması neogen maqmatizminin təkamülü zamanı əhəngli-qələvili seriyanın formalaşması üçün prinsipial faktordur.

Deyilənləri yekunlaşdıraraq belə nəticəyə gəlmək olar ki, andezit-dasit-riolit formasiyası süxurlarının əmələ gəlməsində amfibolun da fraksiyalaşması başlıca rol oynamışdır.

ƏDƏBIYYAT

ГАСАНГУЛИЕВА, М.Я. и др. 2010. Вопросы петрогенезиса позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа. *Отечественная геология*, 4, 33-42.

ИМАМВЕРДИЕВ, Н.А. 2000. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа. Nafta-Press. Баку. 192с.

ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д. 1990. Эволюция кайнозойского базитового вулканизма Малого Кавказа. Автореф. дисс... . докт. геол.-мин. наук. Тбилиси, 50с.

DEFANT, M.L. et al. 2001. The geology, petrology, and petrogenesis of Saba Island, Lesser Antilles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107(1-3), 87-111.

GILL, J.B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag. N.Y.-L. Berlin. 396p.

GREEN, T.H., PEARSON, N.J. 1985. Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic to andesitic liquids at high pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 1465-1468.

HILYARD, M. et al. 2000. Experimental determination of the partitioning behavior of rare earth and high field strength elements between pargasitic amphibole and natural silicate melts. *Geochimica et Cosmoehimtca Acta*, 64 (6), 1103-1120.

SISSON, T.W. 1991. Pyroxene-high silica rhyolite trace element partition coefficients measured by ion microprobe. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 1575-1585.

Məqaləyə akademik A.C.İsmayılzadə rəy vermişdir

© L.V.Eppelbaum, 2013

POTENTIAL GEOPHYSICAL FIELDS – INEXPENSIVE EFFECTIVE INTERPRETATION TOOL AT ARCHAEOLOGICAL SITES IN THE NEAR EAST

L.V.Eppelbaum

Dept. of Geophysics and Planetary Sciences, Tel Aviv University
Ramat Aviv 69978, Tel Aviv, Israel

In the Near East occur a giant number of archaeological objects of various age, origin and size. The most territory of the Near East relates to arid and semi-arid regions that unambiguously physically and chemically complicates the upper part of archaeological sequence. Geodynamical active, multi-layered, and geologically variable surrounding media in many cases damages ancient objects and disturbs their physical properties. This calls to application different geophysical methods armed by the modern interpretation technology. Potential geophysical fields (magnetic, gravity, resistivity, self-potential and thermal) are non-expensive, rapid and effective tools for investigation of the most part of archaeological remains. It is confirmed by a review of successful potential field application at the different archaeological sites in the Near East countries. In the magnetic prospecting an advanced system of archaeomagnetic data processing and interpretation has been developed for complex physical-environmental conditions. The main elements of the developed system have been successfully transferred to other potential geophysical fields. Several examples illustrate effective application of potential geophysical methods over some typical archaeological remains.

INTRODUCTION

The territory of the Near East contains extremely large number of archaeological remains due to its richest ancient history (e.g., Kenyon, 1979; Meyers, 1996). Low-expensive and prompt potential geophysical fields (magnetic, gravity, resistivity, self-potential and thermal) are applied for the revealing, localization and classification of archaeological remains as rapid, effective and non-invasive tools for the study of a broad range of various targets (e.g., Green, 1973; Ginzburg and Levanon, 1977; Lakshmanan, 1987; Paparo, 1991; Gaber et al., 1999; Eppelbaum, 2000; Eppelbaum et al., 2000b, 2001b; Chouker, 2001; Ibrahim et al., 2002; Ates et al., 2003; Ciminale, 2003; Eppelbaum and Itkis, 2003; El-Bassiony and Weller, 2004; Drahor, 2004; Abdallatif et al., 2005; Odah et al., 2005; Borradaile and Almqvist, 2006; Drahor et al., 2007; Batayneh et al., 2007; Ekinci et al., 2007; Kaya et al., 2007; Weiss et al., 2007; Bollongino and Vigne, 2008; Casana et al., 2008; Gaffney et al., 2008; Boyce et al., 2009; Eppelbaum et al., 2010; Modin, 2010; Batayneh, 2011; Berge and Drahor, 2011; Taha et al., 2011; Issawy, 2012; Novo et al., 2012).

Employment of potential geophysical fields has significant preferences due to their different physical principles and varied scales of survey, various locations of measuring sensors and different possible combinations of methods. A significant role plays also fact that the cost of such studies (first of all, magnetic survey) is much lower than the cost of geophysical investigations carried by other methods.

Potential geophysical surveys provide a ground plan of cultural remains before excavations or may be even used instead of excavations. Road and plant construction, selection of areas for various engineering and agricultural aims are usually accompanied by detailed geophysical investigations. Rapid and reliable interpretation of geophysical data should provide protection of archaeological remains from unpremeditated destruction. Besides this, non-invasive potential geophysical fields are the most significant tools by the studying the world recognized religious and cultural artifacts (Eppelbaum, 2010a). The final aim of potential geophysical field application at archaeological sites is development of Physical-Archaeological Model (*PAM*) reflecting the main peculiarities of the studied ancient targets.

In magnetic prospecting an advanced system of magnetic data processing and interpretation for complex physical environmental condi-

tions (oblique magnetization, rugged terrain relief and unknown level of the normal field) has been developed (Alexeyev et al., 1996; Khesin et al., 1996; Eppelbaum et al., 2001a; Eppelbaum, 2011b, 2013). Different components of this system have been successively tested at the archaeological sites in Israel (Eppelbaum et al., 2000b, 2001b, 2003, 2004a, 2006a, 2008, 2010) and Cyprus (preliminary 3D magnetic field modeling). One of the most important advantages is the proved possibility to apply the interpretation methodologies (with necessary modifications) for analysis of other potential fields (Eppelbaum, 1999; Eppelbaum et al., 2001a, 2010; Eppelbaum, 2009, 2011a; Eppelbaum and Khesin, 2012). It permits to employ a unified interpretation scheme for all potential geophysical field examination (Table 1).

Among the variety of ancient objects discovered in the Near East, the most typical sites of different ages and origins (taking into account also a frequency of geophysical method application) are discussed in this paper.

DIFFERENT KINDS OF NOISE APPEARING IN POTENTIAL GEOPHYSICAL FIELDS APPLICATION IN ARCHAEOLOGICAL SITES

It is well-known that geophysical observations at archaeological sites are complicated by numerous factors (Eppelbaum and Khesin, 2001; Eppelbaum et al., 2010) (Figure 1). Below we briefly consider these disturbances.

Artificial noise. The Industrial component comprises power-lines, cables, buildings, different underground and transport communication systems that strongly affect practically all potential fields applied in archaeogeophysics (to a lesser degree – self-potential (SP) method). *The Instrumental component* is associated with the technical properties of geophysical instruments (e.g., ‘‘shift zero’’ of gravimeters and accomplishing electrode’s noise in SP) and their spatial location. Difficulties in electrode grounding are of some significance with the electrode system of measurements in resistivity and SP methods. It is one of the typical technical problems arising in arid and semi-arid regions. The last component of artificial noise is the absence (or incompleteness) of *information about previous archaeological excavations* at the site being studied that do not allow to use these data for planning of future geophysical investigations and their analysis.

Natural disturbances. The first component of nonstationary noise comprises temporary variations in geophysical fields, such as tidal variations in the gravity field, ionosphere disturbances influencing magnetic field, short- and middle-period temperature variations strongly influence to the thermal data observed in shallow wells, and climatic changes affecting the SP field.

Table 1

Elements of a potential geophysical field processing and interpretation system under complex environments

FIELD	Time variation correction	Terrain correction using correlation method	Informational and wavelet algorithms for revealing buried targets	Inverse problem solution				3-D integrated modeling of fields
				rugged relief	arbitrary magnetization (polarization)	approximation of anomalous object		
						1 - 3 models	***4 - 5 models***	
Magnetic	+ ⊙	⊙	+⊙	⊙	⊙	⊙	⊙	+ ⊙
Gravity	+	⊙		⊙	⊙	⊙	+	+ ⊙
Thermal	+ ⊙	⊙		⊙	⊙	⊙	–	⊗
Resistivity	⊙	⊙		⊙	⊙	⊙	–	+
SP	+	+		+	⊙	⊙	–	–

+ formal presence of procedure; – absence of procedure; ⊙ principally new or nonconventional procedure developed by the authors; ⊗ partially realized

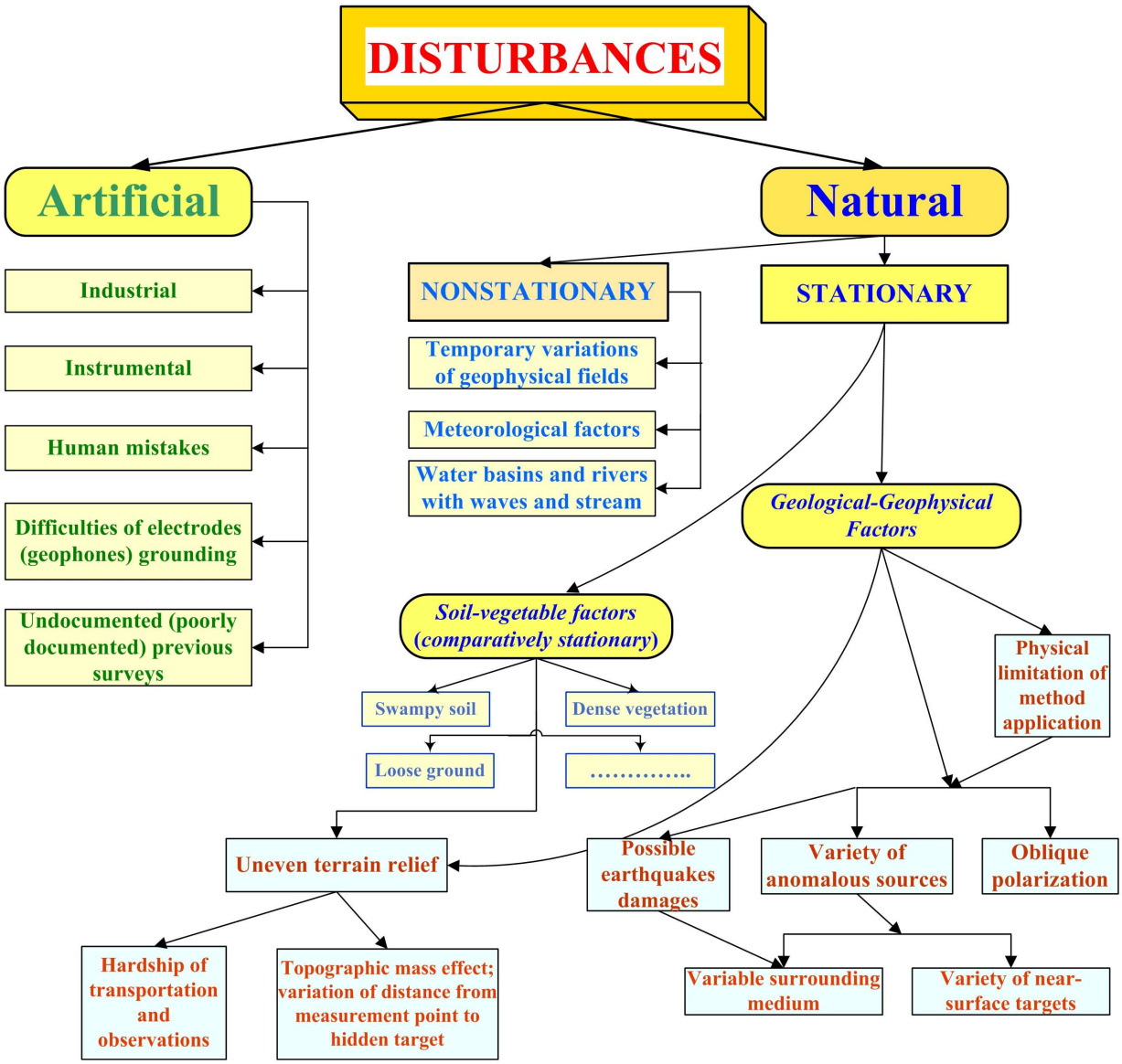


Figure 1. A General scheme of noise classification for potential geophysical fields (after Eppelbaum (2010), with modifications)

A second component of nonstationary noise reflects *meteorological conditions* (rain, lightning, snow, hurricanes, etc.) obviously disturbing observations in all geophysical methods.

Disturbing *water surface* (water in basins or rivers) may also affect the gravity and magnetic fields measurements, and sometimes – other potential fields).

Soil-vegetation factors are associated with some soil types (e.g., water-logged ground or loose ground in deserts) and dense vegetation complicates accessibility of geophysical equipment.

Uneven terrain relief causes physical limitations for equipment transportation and geophysical data measurements. This disturbance is generally two-fold for potential fields: first, there is the effect of the form and physical properties of the topographic bodies forming the relief and, secondly, there is the effect of variations in the distance from the measurement point to the hidden target (Khesin et al., 1996).

The complex structure of geo-archaeological sections is the most important physical–archaeological disturbance. A further component

is the variety of anomalous sources which are composed of two factors: *variable surrounding medium* and *variety of archaeological targets*. Both these factors are very crucial and complicate interpretation of all geophysical fields. The first of the above-mentioned factors is typical for arid (semi-arid) regions.

Physical limitation of method application indicates is the geophysical field suitable for employment at the concrete archaeological site.

Possible earthquake damages (for example, the seismological pattern of the Eastern Mediterranean for the period 1900-2012 is presented in (Eppelbaum and Katz, 2012) may significantly distort (and even to crash) the desired ancient targets.

Oblique polarization (magnetization) complicates magnetic, SP, thermal and resistivity methods. It should be noted that in microgravity method may also appear an effect similar to oblique polarization by gravity observations over strongly inclined surface and definite occurrence of archaeological remains (Eppelbaum, 2011a). *Oblique polarization* disturbs these geophysical fields in the following manner: the major extremum is shifted from the projection of the upper edge of the object on the plan, and an additional extremum may appear (Khesin et al., 1996; Eppelbaum, 2013). It should be noted that oblique magnetization is the characteristic peculiarity for all Near East countries due to their geographical location.

POTENTIAL GEOPHYSICAL FIELDS ANALYSIS

Magnetic survey

The detailed magnetic survey is widely used geophysical tool for identifying archaeological remains in the Near East (e.g., Green, 1973; Itkis and Eppelbaum, 1998; Eppelbaum, 2000; Eppelbaum et al., 2003a, 2010; Eppelbaum and Itkis, 2000, 2003; Ates et al., 2003; El-Bassiony and Weller, 2004; Itkis et al., 2003; Abdallatif et al., 2005; Odah et al., 2005; Herbich and Peeters, 2006; Kaya et al., 2007; Gaffney et al., 2008).

Some examples from the Near East

Total magnetic field surveys

Possibly one the first underwater magnetic survey in the Near East has been carried out in the site of Cape Andreas, Cyprus. Performed investigation enabled to classify buried iron and other ancient targets (Green, 1973).

A series of magnetic anomalies was interpreted as shafts and accompanying ground structures (circuit walls) at the site of Deiral-Barsha (Middle Egypt). Several of these features have already been verified in excavations. The magnetic study has also led to the discovery of a previously unrecognized dirt road cutting across the necropolis to the Nile valley (Herbich and Peeters, 2006).

Gaffney et al. (2008) have successfully applied the Foerster magnetometer at the world heritage site of Cyrene, Libya. Despite to the disturbing influence of uneven topography and variable subsurface media, several small anomalies reflecting some archaeological remains were detected.

Geomagnetic research in the Tell Tweini, the Bronze Age site (Lattakia, Syria) has shown that the ground plan of the site could be joined with the previously excavated structures (Bretschneider and Van Lerberghe, 2008).

Author of this paper has been carried out preliminary 3D magnetic field computations for development of *PAM* for the archaeological site Politiko-Phorades (central foothills of the Troodos Mts., Cyprus).

Magnetic gradientometric investigations

Ates et al. (2003) have employed gradientometric survey at the Kerkenes site of the Iron Age (30 km SE of the town of Yozgat, Turkey). The authors have shown that results of high-pass filtering of the observed data could help recognize earlier unknown archaeological remains.

Magnetic gradientometric investigations at the archaeological site in Kyme (60 km north of Izmir, Turkey) were applied to obtain highly resolved digital raster images which were utilized for recognition of near-surface archaeological remains (Ciminale, 2003).

An effective example of gradient magnetic data modeling is presented in El-Bassiony and Weller (2004). The authors demonstrated a good agreement between observed and modeled gradient values observed at the northern cemetery of Saqqara (Egypt) (*PAM* of the buried potteries was employed), known as “The Great Archaic Tombs”.

Magnetic gradientometric tracing was productively employed in the site of Abu Sir (Land of Forgotten Pyramids), Northern Egypt. The depth to the buried archaeological features was estimated by the utilization of radially averaged power-spectrum curve (Abdallatif et al., 2005).

Magnetic gradientometric imaging enabled to recognize numerous archaeological features NE of the Zoser Pyramid, Giza, Egypt (Odah et al., 2005).

Kaya et al. (2007) delineated archaeological remains at the Emirag archaeological site (Anatolian plateau, Turkey) by the way of computation of maxima of the horizontal gradients outlining the boundaries of the source bodies.

3D map of gradientometric anomalies over the Nabataean Hawar archaeological site (southern Jordan) reliably indicates a visibly rectangle magnetic pattern over a buried water cistern (Batayneh, 2011).

Taha et al. (2011) recognized several gradientometric anomalies produced by some buried constructions made from fire - brick and mud - brick building material.

Short description of the developed system and several examples from Israel

Interpretation of magnetic surveys in Israel is complicated by the strong inclination of the Earth's magnetic field: about 42-46^o (in the Near East – about 27-52^o). In addition, the multi-layered and variable structure of the upper part of the geological sequence (Horowitz, 1979; Dan, 1988) presents difficulties in the determination of the level of the normal magnetic field within the sites studied. Sometimes ancient seismological activity found essential reflection in the observed magnetic pattern. Industrial iron and iron-containing objects sometimes produce an intensive noise effect. Uneven terrain relief also disturbs the effect of buried objects and complicates examination of magnetic anomalies. A significant number of the archaeological studied targets are situated in the vicinity of various industrial-agricultural objects that also disturb the archaeogeophysical measurements. The complex conditions of the survey require application of sophisticated geophysical equipment and advanced methods of qualitative and quantitative interpretation (Khesin et al., 1996; Eppelbaum et al., 2001b, 2010; Eppelbaum, 2011b). Detailed magnetic survey was successfully analyzed in the sites of Banias, Beit-Gouvrin, Beit Shemesh, Emmaus, Eynan, Evora, Halutza, Kissufim Road, Megiddo, Munhata, Nahal-Zehora, Nahal Nagit, Sha'ar Ha-Golan, Tel Kara Hadid, Yodefat, etc. (Eppelbaum et al., 2000a, 2001b; 2003a; Eppelbaum et al., 2004a, 2006a, 2007, 2010; Itkis and Eppelbaum, 2009). Studying of magnetic susceptibility of ancient remains and surrounding media was carried out practically at all archaeological sites where the magnetic survey was performed (Eppelbaum and Itkis, 2001; Itkis and Eppelbaum, 2009).

Some qualitative conclusions about the ancient targets might be obtained from the analysis of low-intensive temporary magnetic variations observed over the desired archaeological targets (Finkelstein and Eppelbaum, 1997).

The complex and multi-layered structure of many archaeological sites and their remains, and known ambiguity of interpretation of results from single geophysical methods, calls for an integration of different geophysical methods. Methods of geophysical field integrated analysis (informational and wavelet methodologies) are presented in detail in Khesin et al. (1996), Khesin and Eppelbaum (1997), Eppelbaum et al. (2011) and Eppelbaum and Khesin (2012).

The generalized scheme of magnetic data examination at archaeological sites is presented in Figure 2.

When anomalies are observed on an inclined profile, then the obtained parameters characterize a certain fictitious body. The transition from fictitious body parameters to those of the real body is performed using the following expressions (the subscript "*r*" and "*f*" stand for a parameter of the real and fictitious body, respectively) (Khesin et al., 1996):

$$\left.\begin{aligned} h_r &= h_f + x_{\text{of}} \tan\omega_{\text{o}} \\ x_r &= -h_f \tan\omega_{\text{o}} + x_{\text{of}} \end{aligned}\right\}, \qquad (1)$$

where h is the depth of body upper edge occurrence (or center of sphere / horizontal circular cylinder), x_{o} is the shifting of anomaly maximum from the projection of the center of disturbing body to the earth's surface (caused by oblique magnetization), and ω_{o} is the angle of the terrain relief inclination ($\omega_{\text{o}} > 0$ when the inclination is toward the positive direction of the x-axis).

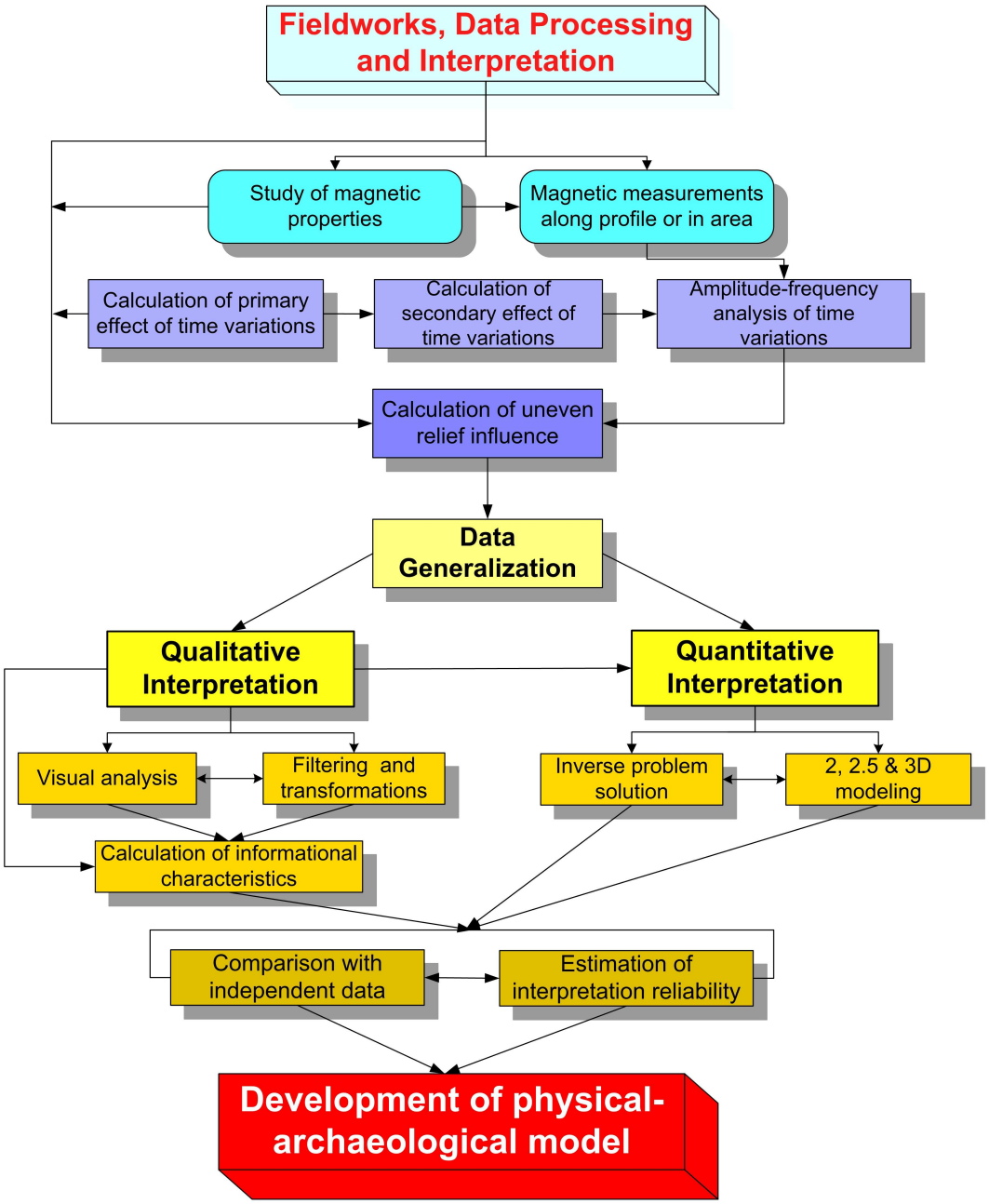


Figure 2. High-precision magnetic prospecting: A generalized block-scheme

The constructed *PAMs* of different hierarchical complexity (the simplest *PAMs* reflect recognition of the desired target while complete *PAMs* represent 3D models of archaeological remains) are used for substantiation of direct excavations in the recognized areas (as well as for prohibition of industrial activity) and for generating further strategies for archaeological investigations at sites where ancient remains have been discovered.

Sometimes, for removing the noise of different origin, distributed as quasi-white noise, it is useful to transform observed geophysical fields to some informational features. Eppelbaum et al. (2003a) proposed to use the following expression:

$$J_i = U_i\left(\sum_i^n U_i\right)^{-1} \log\left[U_i\left(\sum_i^n U_i\right)^{-1}\right]K, \qquad (2)$$

where U_i is the geophysical observation at i^{th} point ($U_i > 0$) at the area under study and n is the total number of observations, K is the some coefficient.

Let us consider converting of magnetic survey data, observed at the site of Munhata, to the informational parameter J_i. The site of Munhata is located on a terrace at the outlet of Nahal Tabor to the Jordan Valley, some 11 km south of the Lake Kinneret (northern Israel), 215 m below sea level. The depth of archaeological remains at the Munhata site is between 2 and 3 meters. The magnetic survey at this site was expected to be successful taking into account the considerable contrast between features of interest (built mainly of different kinds of basalts) and dark brown surrounding soil. The magnetic survey was carried out to the north of the excavation area.

In the compiled magnetic map (Figure 3A) it is difficult to reveal the anomalous objects, but map processed by the use of Eq. (2) (Figure 3B) clearly displays the desired objects (they outlined by white rectangular and circular frames). The known archaeological objects excavated to the south of the surveyed area are presented in Figure 3C. Obviously, that archaeological targets shown in Figure 3C (discovered objects) and informational images presented in Figure 3B (proposed objects) have a good agreement. Thus, Figure 3B represents the simplest qualitative *PAM*.

Inverse problem solution occupies a very important place in the magnetic anomalies analysis. The developed interpretation schemes enable to perform quantitative analysis of magnetic anomalies produced by five main interpretation models: thin bed, thick bed, horizontal circular cylinder (HCC), sphere, and thin plate (Khesin et al., 1996; Eppelbaum et al., 2001b; Eppelbaum, 2011b, 2013). A simple example of inverse problem solution for the model of buried archaeological cavity ($J = 0$) occurring in the magnetized medium ($J = 300$ mA/m) with underlying layer of $J = 150$ mA/m is displayed in Figure 4. Strong oblique magnetization (44^o, typical for Israeli archaeological sites) and inclined surface relief complicate quantitative analysis of this anomaly. Simple visual analysis of the magnetic curve indicates that minimal amplitude of this anomaly might not coincide (see vertical green dash line) with the projection of hidden ancient object to the earth' surface. Application of the developed methodology of inverse problem solution (improved versions of tangents, characteristic points and areal methods) (Khesin et al., 1996; Eppelbaum, 2011b; Eppelbaum and Mishne, 2011) enabled to determine the position of sphere center (a model of HCC was applied; for transferring from fictitious to real body location Eq. (1) was employed) with high accuracy (Figure 4). Hence, a trouble-free quantitative *PAM* has been constructed.

Magnetic anomalies analysis at Ashqelon-Marina (southern Israel) had the aim to examine this area prior to large-scale commercial development. Within this area over 90 pits were identified and most of them were revealed using detailed magnetic prospecting (field works were performed by S.Itkis). The overlying layer of dark brown sandy soil was found to be over 0,5 m in thickness. The pits were all full of refuse (pottery, flints, bones, and stone vessel fragments, some botanical remains and shells). These features were displayed in the magnetic map as ring (radius of 1,5-2 m) positive anomalies (12-20 nanoTesla (nT)). Figure 5 shows an example of magnetic anomaly interpretation over one such ancient garbage pit (the disturbing body was approximated here by the model of a thick bed) (after Eppelbaum et al., 2000b). This is a *PAM* of more high level comparing with Figures 3 and 4.

Next example illustrates efficient application of magnetic survey at the ancient metallurgical site of Tel Kara Hadid. This site (Early Islamic period, 7^{th}-11^{th} centuries A.D.) is located on the western side of the southern Arava Valley, several km north of Eilat in southern Israel. The site contains to a series of copper mines and smelting camps of that period. The same type of slag, reflecting a uniform technology, characterizes all these smelting sites. On the magnetic map two anomalies are clearly detected (Figure 6A), which were recognized as furnaces used in ancient metallurgy. Positions of the upper edges of the anomalous bodies (approximation models of thick (Anomaly 1) and thin (Anomaly 2) beds were used) and their magnetization were determined (Figure 6B). A 3D modeling of the magnetic field was applied to develop the final *PAM* (Figure 6C) (after Eppelbaum et al. (2001b), with modifications).

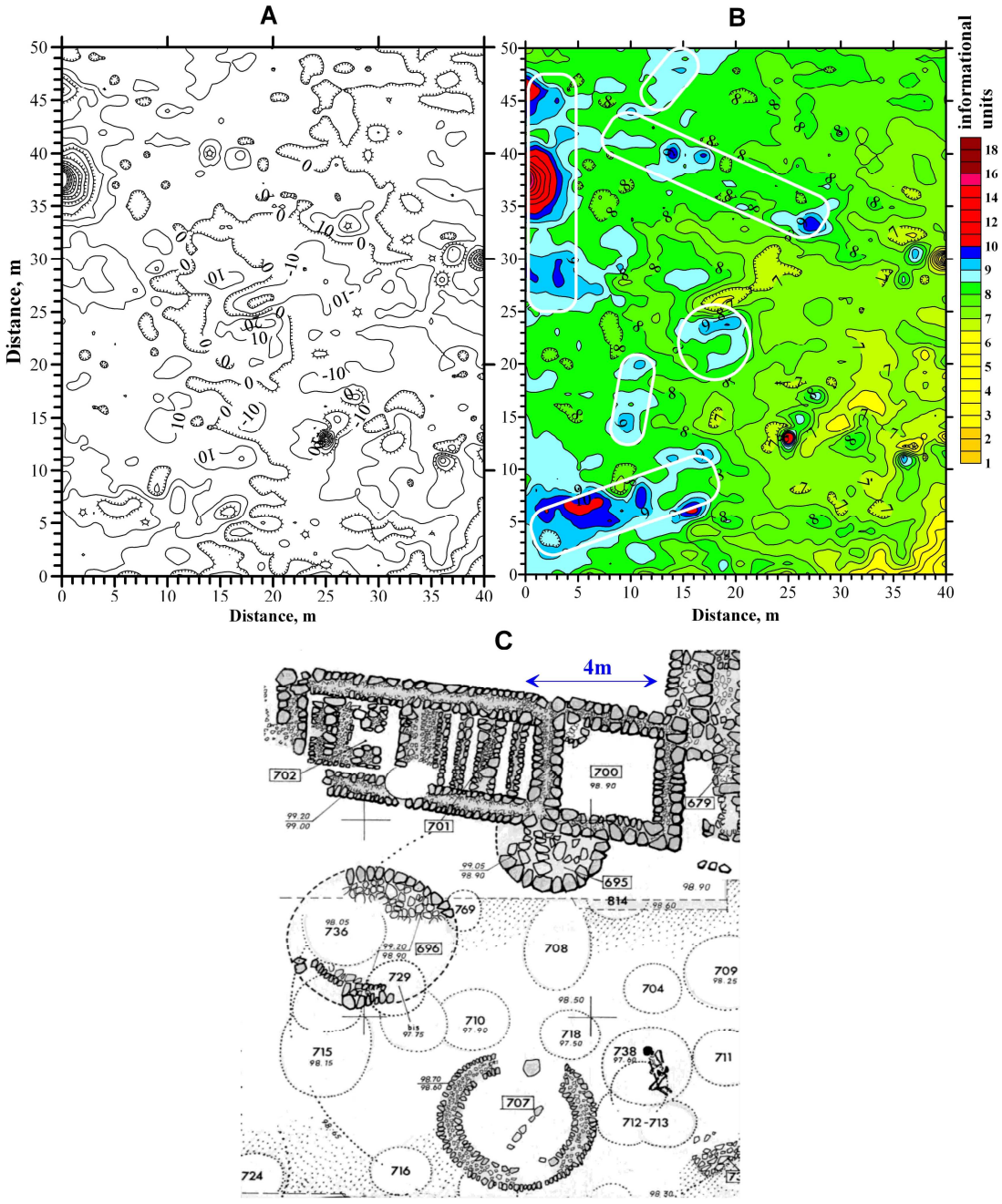


Figure 3. Magnetic maps of the northern part of Munhata site: (**A**) observed magnetic map (after Eppelbaum et al., 2000a), (**B**) the same magnetic map after transformation by the use of Eq. (2), (**C**) excavated part of the Munhata site, some 10 m south of the studied site (after Commenge, 1996)

Among other successful magnetic field analysis at archaeological sites in Israel the following published results are distinguished. A paper of Boyce et al. (2004) suggesting to magnetic marine studying of submerged Roman Harbour (Caesarea Maritima, central Israel) is of a great interest. The magnetic survey identified the presence of an extensive hydraulic concrete foundation below the ruined harbour moles. The magnetic anomaly patterns indicate that the concrete foundation was laid out in a header fashion. Magnetic lows within the structure have localized the baffles that were composed by sand to stabilize the concrete foundation walls. Weiss et al. (2007) fruitfully employed a system developed for detection and accurate mapping of ferro-

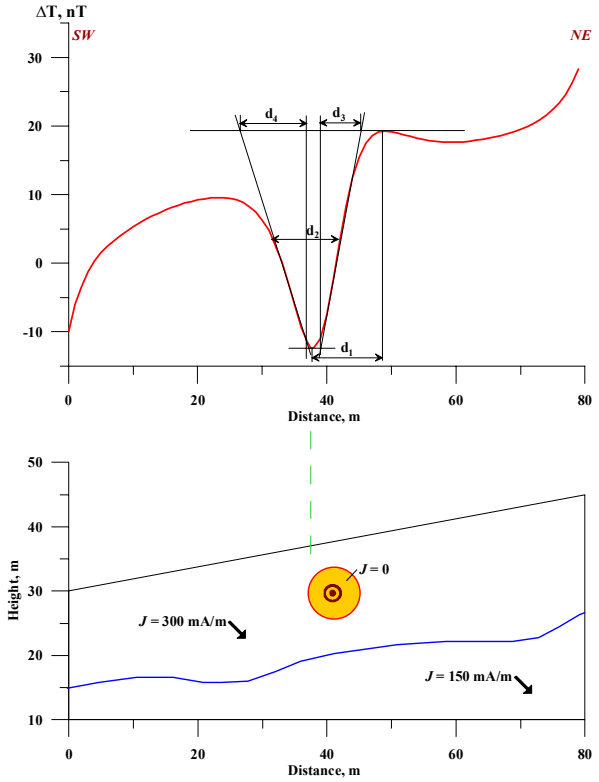


Figure 4. Model example of magnetic field quantitative analysis under complicated environments. Symbol ⊙ designates location of the sphere center and arrows show the position of the total magnetic field vector

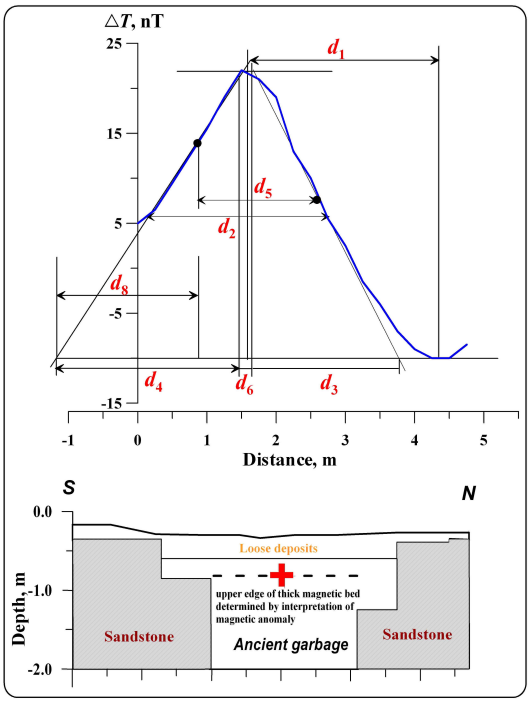


Figure 5. Interpretation of magnetic anomaly due to ancient garbage at the site of Ashqelon-Marina

metallic objects buried below the seabed in the vicinity of Atlit (northern Mediterranean coast of Israel). A continuation of this investigation (Boyce et al., 2009) has demonstrated that ancient ship ballast (basalts) could be reliably detected and mapped on the seabed using precise magnetic survey.

Paleomagnetic data analysis in many cases assists to recognize an intricate magnetic pattern at archaeological sites. Borradaile and Almqvist (2006) analyzed young viscous remagnetization directions at the Neolithic monuments in Cyprus and Armageddon site (Megiddo) in northern Israel. Ben-Yosef et al. (2008) comprehensively investigated several ancient metallurgical sites of the southern Levant (Israel, Jordan and Syria).

Paleomagnetic investigations were effectively applied at Abu Matar, Ashqelon, Tel Miqne and Megadim (Sternberg et al., 1999), Bizat Ruhama (Laukhin et al., 2001), Evron Quarry (Ron et al., 2003), Kebara Cave (Sternberg and Lass, 2007), Timna, Yotvata, Mitzpe Evrona, Givat Yocheved, Beer Ora Hill, Tel Kara Hadid (Ben-Yosef et al., 2008; Shaar et al., 2010), etc. Segal et al. (2003) carried out paleomagnetic tests on two archaeological structures as an oven and a limekiln in the Crusader fortress Vadum Iacob (northern Israel). These fireplaces enable determination of the local direction and intensity of the geomagnetic field on August 24, 1179, when its construction was suddenly terminated.

Self-Potential Field

Drahor (2004) reported on the successful application of SP observations at several archaeological sites in Anatolia (Turkey). Gradient SP measurements were performed by the non-polarizable electrodes with utilization of the $Cu–CuSO_4$ solution. Qualitative analysis of SP images was confirmed by the subsequent excavations.

Apparently, firstly SP measurements at archaeological sites in Israel were performed at the sites of Banias, Shaar-Ha-Golan and Halutza (Eppelbaum et al., 2001a, 2003b, 2004b). Later SP survey was performed at the site of Emmaus-Nikopolis (Eppelbaum et al., 2007), where low-intensive SP anomalies were registered over small caves of an artificial origin.

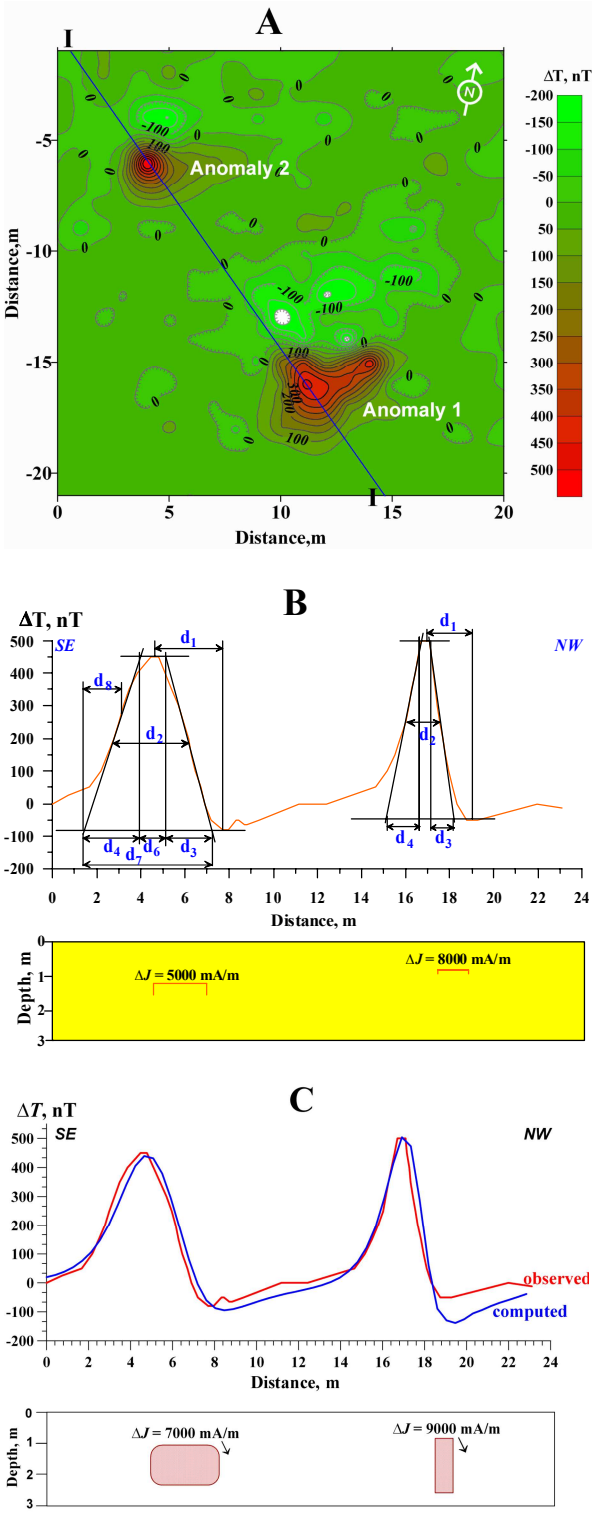


Figure 6. Solving inverse problem and 3-D modeling of magnetic field in the Tel Kara Hadid site (southern Israel). (**A**) Magnetic map of the studied site. **B:** Rapid interpretation of magnetic anomalies using developed procedures along profile I – I. **C**: Results of 3-D modeling along profile I – I. ΔJ is the defined effective magnetization of the studied furnaces, and arrows show the determined position of the total magnetic field vector

Let us consider combined SP/magnetic investigations at the site of Halutza which is located 20 km SW of Be'er-Sheva town, in southern Israel. Halutza was founded as a way station for Nabatean traders traveling between Petra (Jordan) and Gaza. Combined geophysical investigations consisting of magnetic and SP measurements were performed in an area of 200 m^2 using a 1 x 1 m grid (Figures 7A,B). According to *a priori* information, limestone structures had been excavated in the area of the site. It was expected that limestone (nonmagnetic) remains occur in the medium with magnetization of 70-100 mA/m that could produce the appearance of small negative magnetic anomalies; SP anomaly arising is based on the difference of the electric properties of the target/medium and the generation of the oxidation-reduction processes. The magnetic sensor level was located at 30 cm above the earth's surface. SP measurements were performed using a microVoltmeter with high input impedance and special non-polarized electrodes (*Cu* in $CuSO_4$ solution) (Eppelbaum et al., 2001a). The potential-array scheme (with a base point electrode) was applied; the depth of electrode grounding was 10-15 cm. Visual analysis of the maps (Figures 7A,B) indicates that the SP and magnetic fields have different trends, but the recognized negative anomalies in the southern part of this site are placed 2 m apart. Quantitative interpretation of SP and magnetic anomalies (Eppelbaum et al., 2003b) gave similar depths: 90 and 70 cm, respectively. The corresponding *PAMs* for the performed examination are displayed in Figures 7C and 7D. The ancient walls excavated in direct proximity to the surveyed area occur at a depth of about 80 cm. It allows us to suggest that the similar objects are the sources of anomalies in the area covered by the integrated geophysical survey.

Different Resistivity Methods

VES

About one hundred Vertical Electric Sounding (VES) profiles were observed at Tel-Halawi hill on the left bank of the Euphrates in northern Syria. Significant part of the revealed anomalies was verified by the subsequent excavations (Chouker, 2001).

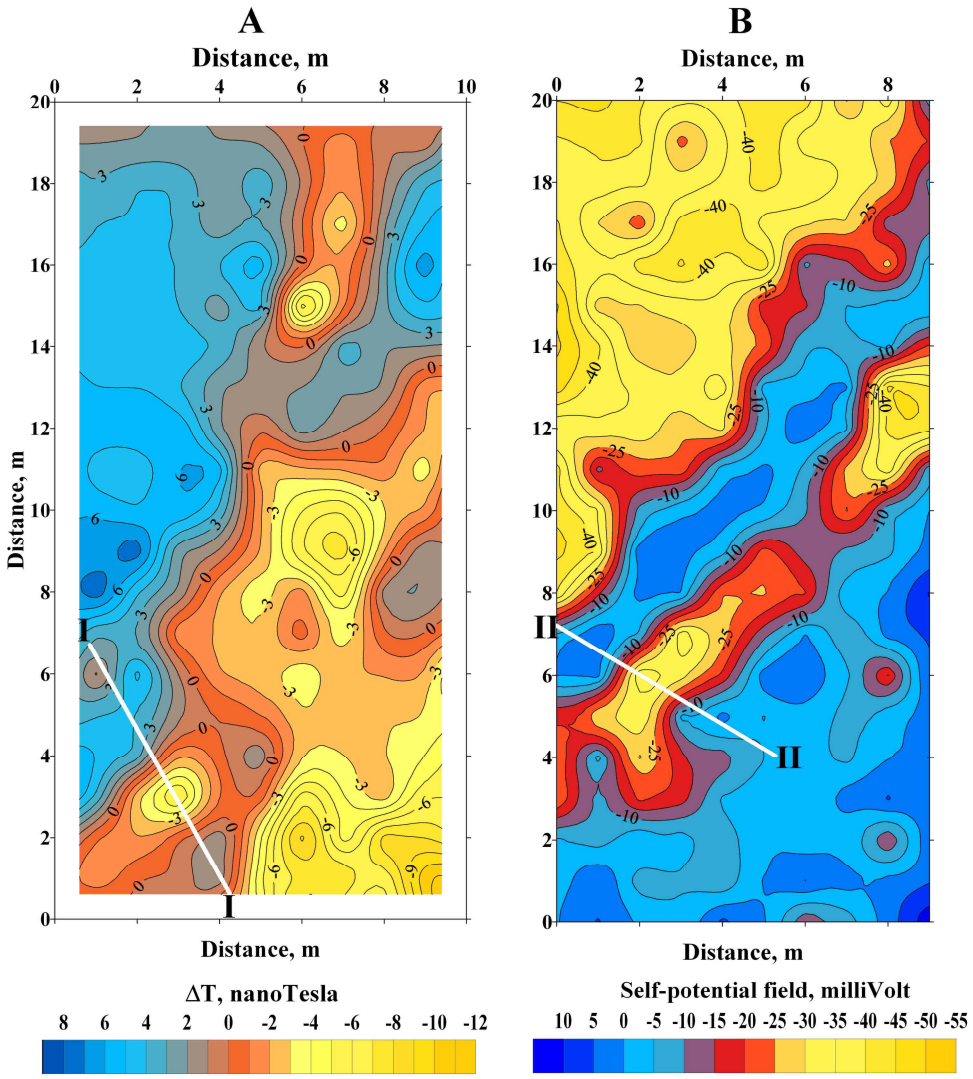


Figure 7A & B. Maps of magnetic (**A**) and self-potential (**B**) fields in the Halutza site (Negev desert, southern Israel)

VES surveys were used to construct lithoresistivity cross-sections along the Behbiet ElHigara and ElKom ElAkhder archaeological sites in the Nile Delta, Egypt (Ibrahim et al., 2002).

El-Qady et al. (2005) successfully applied 3D inversion of VES data in the Saqqara archaeological site (ancient Egyptian capital). The final 3D resistivity models (series of *PAMs*) constructed for this site delivers new useful subsurface geological and hydrogeological information.

Geoscan Resistanse

A Geoscan RM-15 Resistance Meter survey was carried out in the Abydos Cemetery region, Upper Egypt. As a result earlier unknown ancient walls, tombs and remans of temple were recognized (El-Gamili et al., 1999).

Ibrahim et al. (2002) employed a Geoscan RM-15 Resistance Meter for careful examination of the Behbiet ElHigara and ElKom ElAkhder archaeological sites in the Nile Delta, Egypt.

Electric Resistivity Tomography

Electrical Resistivity Tomography (ERT) has been productively explored in Tel Yavne for identifying the thickness of cultural debris, the plan view extent of cultural debris, and the underlying bedrock contact (Bauman et al., 2005).

Nahas et al. (2006) displayed effective application of ERT at the coastal sites of Yavne, Yavne Yam and Tel Nami on the Israeli Mediterranean and Bethsaida at the Lake Kinneret.

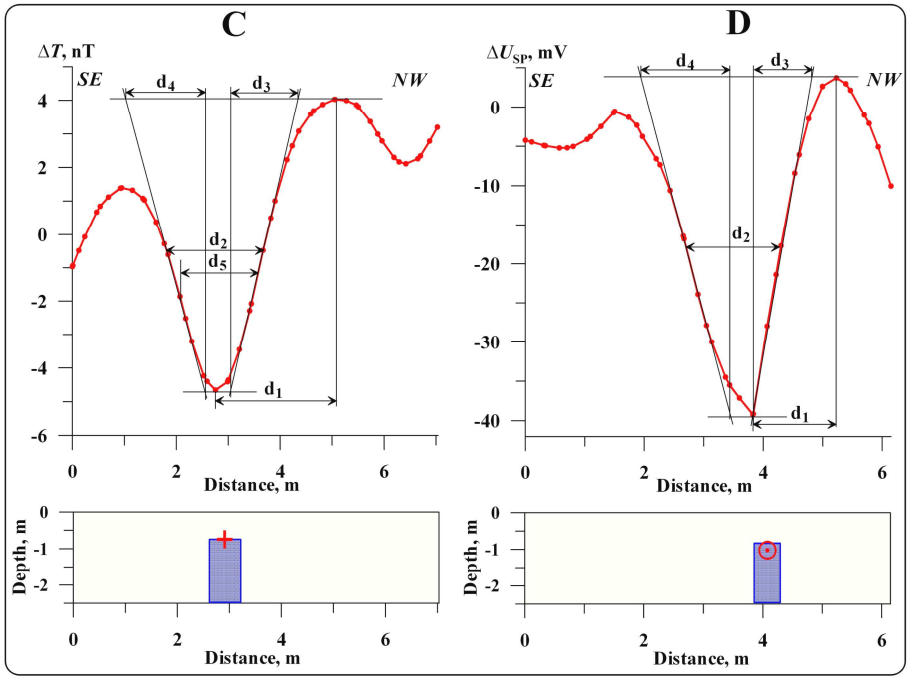


Figure 7C & D. Results of the quantitative interpretation for profile I - I (**C**) and II - II (**D**). A cross indicates the position of the middle of upper edge of anomalous body for magnetic anomaly (Fig. 6C), and a small circle is inscribed in the upper edge of anomalous body for the SP anomaly

ERT survey was carried out at the archaeological site of Parion (Biga Çanakakle, NW Turkey) by the use of Wenner-Schlumberger array with electrode spacing of 1 m. The parallel geoelectrical sections were used to obtain volumetric representation and depth slices. The high resistivity values may indicate some sarcophaguses location (Ekinci et al., 2007).

Non-conventional ERT investigations performed at the Neolithic site Tel Qarqur (western Syria) have shown the potential of this technology to document archaeological stratigraphy to more than 40m below the surface (Casana et al., 2008).

ERT methodology was successfully applied for detecting the layered stratigraphy of the Old Smyrna Höyük site in the city of Izmir, Turkey (Berge and Drahor, 2011).

2D inversion of electrical resistivity tomography (Wenner array) was carried out at the Umm er-Rasas archaeological site (central Jordan). The obtained images show conductive zone as a result of water seepage under the architectural features of the site (Batayneh, 2011).

Many linear anomalies corresponding to buried walls were delineated by the ERT employment at the Tell El-Dabaa site in the eastern part of the Nile Delta, Egypt (Taha et al., 2011).

Comparing ERT slices with the results of excavations in the site of Khirbat Faynan (Biblical Punon, Jordan) enabled to obtain an important data for the subsequent investigations (Novo et al., 2012).

Resistivity Sounding

Resistivity survey was profitably applied at the site of Nahal-Tut for identification of remains of Roman fortress in northern Israel in 1997 (personal communications with Drs. Yu.Gurevich and S.Itkis).

Wenner array was applied for examination of the Royal Ptolemic Necropolis in the ancient Alexandria, Egypt (Gaber et al., 1999). Results of this investigation were used for substantiation of subsequent archaeological excavations.

A large-scale resistivity imaging survey was performed in the acropolis area of Archaic Cnidos, SW Turkey. The obtained data was processed by the use of a 3D inversion algorithm based on a robust technique. The inversion results revealed that a rectangular gridding pattern and a dense structuring existed in the depth range 0.35–1.5 m in the acropolis that enabled to substantiate the following archaeological-geophysical investigations (Drahor et al., 2007).

An enhanced methodology of resistivity data analysis was used at the archaeological site

of Qurnet Murai, Luxor City (Egypt). The authors successfully applied a simulated immersion method of boundary detection to smooth 2D resistivity images generated for synthetic and field data over 3D targets (Elwaseif and Slater, 2010).

Modin (2010) reported on the series of successful electric resistivity studies in the city of Memphis (ancient capital of Egypt).

Ginzburg and Levanon (1977) very successfully applied resistivity method in Jerusalem for studying the thickness of the wall of the Mount of the Temple and determination of the underground location of pre-Herodian city walls in the City of David, as well as at the site of Tel-Afek. Resistivity mapping of the site of Tel-Afek is the classic example of this method application. The archaeological site of Tel Afek, dating to the Late Bronze Age (1550-1200 BC), is situated about 10 km east of Tel-Aviv. One of the main geophysical-archaeological problems at this site consisted in mapping walls of ancient structures, almost completely covered by sediments. One of the electric resistivity anomalies was examined (Figure 8) with applying the advance interpretative methods developed in magnetic prospecting (Eppelbaum, 1999). For developing a *PAM*, the *HCC* model was applied. As evident from Figure 8, the interpretation is in good agreement with the archaeological data.

It should be noted that that this interpretation methodology may be applied also for analysis of the ERT data obtained at various slices below the earth's surface.

Analysis of Thermal Data

Temperature monitoring

A temperature monitoring with the aim to to estimate experimentally the intensity and amplitude of thermal shocks during and after excavation has been performed at three Syrian sites of the arid steppe, Qaramel, Dja'de and Aswad (Bollongino and Vigne, 2008). Estimation of the temperature variations at different depths in the soil suggests that ancient DNA has suffered negative thermal conditions shortly after burial and again during excavation.

Temperature field examination in near-surface

Paparo (1991) applied near-surface thermal prospecting to qualitative delineation of the remains of a Crusader fortress in the city of Netanya (central Israeli Mediterranean coast). In his investigation, limestone and kurkar (silicious limestone) ancient remains were identi-

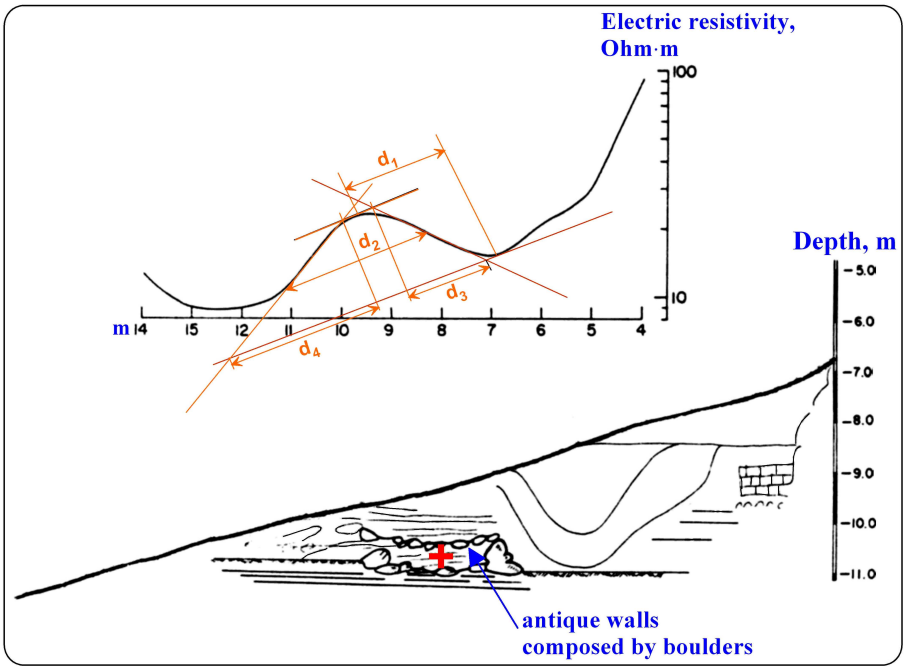


Figure 8. Inverse problem solution for resistivity anomaly in the archaeological site of Tel Afek, central Israel (initial data from Ginzburg and Levanon, 1978; interpretation after Eppelbaum, 1999). A cross in the section designates the location of the center of anomalous body

fied in the clay and loam surrounding. This investigation demonstrated more high effectiveness comparing with the previous thermal studying in the site of Gamla, northern Israel (Paparo, 1991). Obviously, it was caused by a complex geological-archaeological sequence of the Gamla area and insufficient calculation of some disturbing factors. A complete methodology of the near-surface temperature investigations at archaeological sites was presented in Eppelbaum (2009). It is necessary to underline that for interpretation of temperature anomalies may be used not only quantitative interpretation methods developed in magnetic prospecting (Eppelbaum, 2009), but it is also possible to apply under certain conditions 3D magnetic software (Eppelbaum et al., 2013).

Temperature field investrigation in boreholes

Eppelbaum et al. (2006b) assessed the possibility of archaeo-temperatures determination by the measurements of modern temperature values observed in shallow boreholes. It should be noted that obtained values of ancient temperatures would help estimate the present physical-chemical conditions of materials utilized in the antique time for building constructions.

Gravity Field

Obviously, the most effective microgravity application example is the comprehensive gravity measurements in the Cheops pyramid (Giza, Egypt). After a series of adjustments, the pyramid was divided into 25 blocks and the bedrock into eight blocks. The processing and analysis of gravity measurements inside, above, and around the pyramid led to an evaluation of the structure's overall density and of density changes in the structure (Lakshmanan, 1987, 1991).

Detailed gravity investigations were performed in the Late Byzantine 'Lion Church', in the ancient town of Ummer-Rasas (Jordan). Microgravity method founds a number of archaeological features with contrasting density properties. The archaeological interpretation of such structures is suggest a presence of two possible floors of a building with remains of walls, rooms, paths and foundations (Bataynen et al., 2007).

The microgravity investigations carried out the Valley of the Kings Luxor (Egypt) in the area above the tomb of Seti I and 11th Ramses. On the basis of 3D gravity modeling a free room and a deep hole with debris were revealed (Issawy, 2012).

Analysis of the numerous archaeological and geological publications as well as the author's investigation (e.g., Eppelbaum, 2011a) indicates that the ancient objects supposed for examination by the use of microgravity survey in Israel may be classified (in the decreasing order) by the following way: (1) underground ancient cavities and galleries, (2) walls, remains of temples, churches and various massive constructions, (3) pavements and tombs, (4) Roman aqueducts [under favorable physical-geological environments], (5) areas of ancient primitive metallurgical activity (including furnaces) [under favorable physical-geological environments]. Examining the different archaeological targets in Israel, it was supposed that microgravity method might be effectively applied at least on 20-25% of ancient sites (Eppelbaum, 2011a).

It is necessary to underline that physical measurement of vertical gravity derivatives cannot be replaced by computing of this parameter obtained by any transformation procedures: the second vertical derivative of gravity potential W_{zz} values computed from the field Δg_B, as rule, show decreasing values comparing with the W_{zz} obtained from physical measurements. A few model examples showing buried ancient targets delineation (e.g., pavement and caves) on the basis of detailed gravity analysis are presented in Eppelbaum (2011a). A simplified model example of buried pavement (this model has been developed on the basis of excavations at the Megiddo site, northern Israel) delineation is shown in Figure 9. A buried pavement having the positive density contrast of 400 kg/m^3 and occurring at a depth of 1,8 m in uniform medium could be easily recognized by microgravity survey (Figure 9A, integrated anomalous effect from two bodies). Let us assume a low-density layer (2100 kg/m^3) over the pavement. It makes the delineation of the pavement practically impossible in field conditions (registered anomaly is oscillating about 1 microGal) (Figure 9A, integrated anomalous effect from three bodies). At the same time values of the second vertical derivative of gravity potential W_{zz} (computed for the levels of 0,3 and 1,5 m) with a measurable accuracy testify to a presence of disturbing body (Figure 9B).

The similar graphs were developed for the models of buried ancient caves of various radius, ancient iron furnaces, Roman aqueducts, etc.

DEVELOPMENT OF MULTI-DIMENSIONAL PHYSICAL-ARCHAEOLOGICAL DATABASE

The constant increase in geophysical-archaeological data and their revision has necessitated the development of an Integrated Archaeological-Geophysical Data Base (IAGDB). Obviously, it must be multi-componential and dynamic in character (Eppelbaum and Ben-Avraham, 2002). Besides spatial topographic coordinates (*x, y, z*) of archaeological sites, the IAGDB should include all values of the potential (and not only) geophysical fields (s) observations *over* or *under* the earth's surface, results of the repeated measurements of the geophysical fields (s) repeated measurements over different periods of time, as well as during archaeological excavations (Figure 10). It is also necessary to digitize the geophysical survey results of previous years and to distinguish their relation to other databases (geological, geochemical, paeleostructural, paleosedimentation, paleobotanical, paleobiogeographical, etc.) (Eppelbaum et al., 2010).

As a basis for the IAGDB development one could use Access DB (obviously, with utilization of all necessary graphic archaeological-geological data sets). Development of such a constantly growing database will increase effectiveness of geophysical examination of archaeological targets by simplifying and speeding up the planning, implementation and analysis of archaeogeophysical investigations.

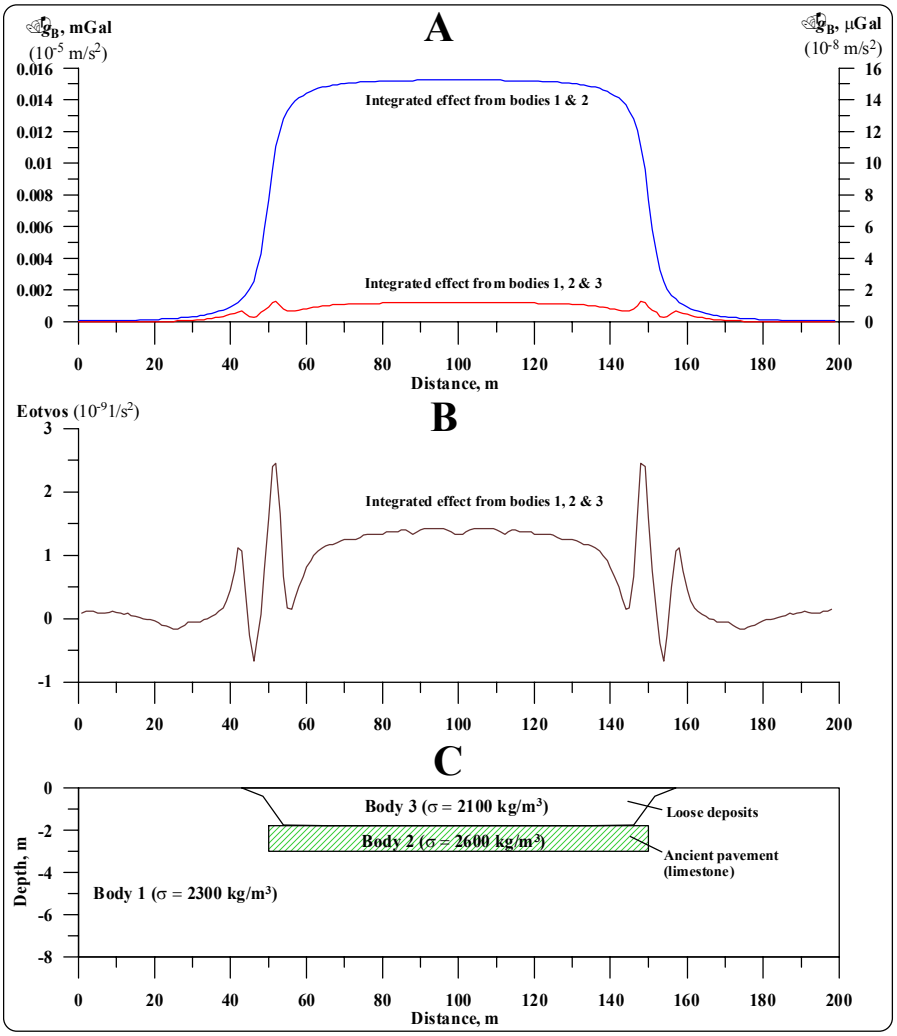


Figure 9. Comparison of Bouguer gravity and vertical gradient anomalies. (**A**) Bouguer gravity, (**B**) vertical gradient g_z (W_{zz}) computed for the base of 1.2 m, (**C**) archaeological sequence

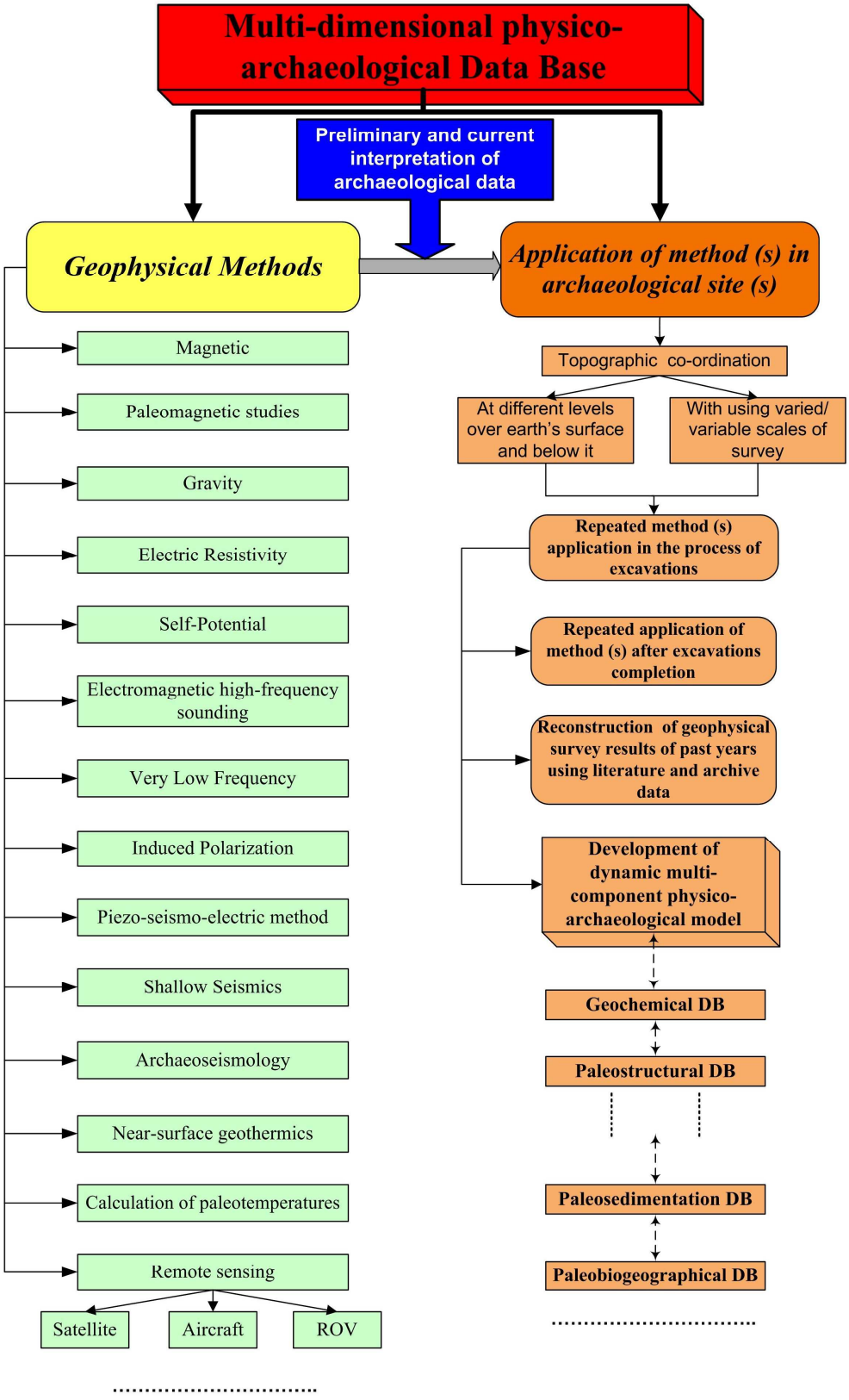


Figure 10. Development of 4D archaeogeophysical Data Base

From a regional point of view, the Israeli IAGDB could be connected with similar databases from neighboring countries in the Mediterranean, the Near and Middle East. The next step, apparently, will include creation of Virtual Archaeology models (Pelfer et al., 2004; Jeffery, 2007) on the basis of combined simultaneous analysis of all possible geophysical, physical, chemical, environmental and other indicators.

FUTURE PERSPECTIVES: REMOTE OPERATIVE VEHICLE MULTILEVEL SURVEY

Among the natural stationary disturbances such factors as swampy soil, dense vegetation, loose ground and uneven terrain relief often complicate performing land archaeogeophysical survey. The new Remote Operated Vehicles (ROV) generation – small and maneuvering vehicles – can fly at levels of few (and even one) meters over the earth's surface (flowing the relief forms (*drape flight*)) and carry out combined geophysical measurements. The ROV geophysical investigations may be performed during short time period and will have a low exploitation cost. For instance, modern magnetometers can provide a frequency up to 50 observations per sec. If we will assume ROV velocity of 30 km/hour, it means that we will receive an observation step of about 0,17 m. This value is more than sufficient to supply a necessary detailness of archeogeophysical investigations. Measurements of geophysical fields at different observation levels could provide new unique archaeological-geophysical information (for instance, see Eppelbaum (2005), besides this, the most effective application of characteristic point method for inverse problem solution (Khesin et al., 1996) demands knowledge of geophysical field behavior at two levels). In addition, multilevel areal observations might be utilized for the procedure of downward continuation on the basis of Gauss' theorem. It was proposed that integrated ROV flat and inclined observations will help to obtain new parameters of the studied archaeological sequences (Eppelbaum, 2010b).

The ROV archaeogeophysical surveys at the areas of world recognized religious and cultural artifacts (where excavations practically always are suppressed and surface survey is hampered) might have a great importance (Eppelbaum, 2010).

It is proposed that the most prospective geophysical integration for ROV should include measurements of magnetic and gravity fields (Eppelbaum, 2008a). GPS (with utilization of the improved wide-band Kalman filtering (Eppelbaum and Mishne, 2011)) will assure an exact topogeodetic relation for the proposed observations. Integration of land and ROV geophysical data will provide a distinctive success in the archeological sites examination (Eppelbaum, 2008a).

CONCLUSIONS

Many tens of thousands of archaeological sites occur in complex geological media in the Near East. Potential geophysical fields (first of all, magnetic prospecting and different resistivity methods) at present are the most employed and efficient geophysical methods at archaeological sites in this region. For analysis of magnetic data a powerful interpretation methodology applicable under complex geological-archaeological environments has been developed. It is proved a transfer of the elements of this interpretation system to other potential geophysical fields. The final aim of different processing methods application, employment of various algorithms and interpretations, is creation of the *PAMs* of the ancient buried remains. *PAMs* of different types may be used to undertake excavations in recognized areas and for planning upcoming archaeological investigations at sites where ancient remains have been discovered. Development of the multi-dimensional dynamic physical-archaeological database will help effectively join different branches of geophysical, archaeological and related sciences. It is anticipated that employments of a new generation of remote operated vehicles for geophysical field multi-altitude observations might cardinal improve all the system of observation and examination in archaeogeophysics.

REFERENCES

ABDALLATIF, T.F., ABD-ALL, E.M., SUH, M., MOHAMAD, R.M. and EL-HEMALY, E.A. 2005. Magnetic Tracing at Abu Sir (Land of Forgotten Pyramids), Northern Egypt. *Geoarchaeology: An International Journal*, 20, 5, 485-503.

ALEXEYEV, V.V., KHESIN, B.E. and EPPELBAUM, L.V. 1996. Geophysical fields observed at different heights:

A common interpretation technique. *Proceed. of the Meeting of Society of Explor. Geophysicists*, Jakarta, 104-108.

ATES, A., ERDEM, E., BILIM, F. and AYDYN, M. 2003. Magnetic enhancement over buried features in Kerkenes archaeological site, Yozgat, Turkey. *Jour. of the Balkan Geophysical Soc.*, 6, 3, 137-143.

BATAYNEH, A. 2011. Archaeogeophysics–archaeological prospection – A mini review. *Jour. of King Saud University* (Science), 23, 83-89.

BATAYNEH, A., KHATAIBEH, J., ALRSHDAN, H., TOBASI, U. and AL-JAHED, N. 2007. The use of microgravity, magnetometry and resistivity surveys for the characterization and preservation of an archaeological site at Ummer-Rasas, Jordan. *Archaeological Prospection*, 4, 60-70.

BAUMAN, P., PARKER, D., COREN, A., FREUND, R. and REEDER, P., 2005. Archaeological reconnaissance at Tel Yavne, Israel: 2-D electrical imaging and low altitude aerial photography. *CSEG Recorder*, 6, 28-33.

BEN-YOSEF, E., TAUXE, L., RON, H., AGNON, A., AVNER, U., NAJJAR, M. and LEVY, T.E. 2008. A new approach for geomagnetic archaeointensity research: insights on ancient metallurgy in the Southern Levant. *Journal of Archaeological Science*, 25, 2863-2879.

BERGE, M.A. and DRAHOR, M.G. 2011. Electrical resistivity tomography investigations of multilayered archaeological settlements: Part II – A case from Old Smyrna Höyük, Turkey. *Archaeological Prospection*, 18, 291-302.

BOLLONGINO, R. and VIGNE, J.-D. 2008. Temperature monitoring in archaeological animal bone samples in the Near East arid area, before, during and after excavation. *Jour. of Archaeological Science*, 35, 873-881.

BORRADAILE, G.J. and ALMQVIST, B.S. 2006. Installation age of limestone masonry determined from its viscous remagnetization. *Geoarchaeology,* 21, 1, 29-60.

BOYCE, J.I., REINHARDT, E.G., RABAN, A. and POZZA, M.R. 2004. The utility of marine magnetic surveying for mapping buried hydraulic concrete harbour structures: Marine Magnetic Survey of a Submerged Roman Harbour, Caesarea Maritima, Israel. *The International Jour. of Nautical Archaeology*, 33, 1, 122-136.

BOYCE, J.I., REINHARDT, E.G. and GOODMAN, B.M. 2009. Magnetic detection of ship ballast deposits and anchorage sites in King Herod's Roman harbour, Caesarea Maritima, Israel. *Jour. of Archaeological Science*, 36, 1516-1526.

BRETSCHNEIDER, J. and VAN LERBERGHE, K. (Eds.). 2008. In search of Gibala. An archaeological and historical study based on eight seasons of excavations at Tell Tweini (Syria) in the A and C fields (1999-2007). *Aula Orientalis*, Barcelona, 157p.

CASANA, J., HERRMANN, J. and FOGEL, A. 2008. Deep subsurface geophysical prospection at Tell Qarqur, Syria. *Archaeological Prospection*, 15, 207-225.

CHOUKER, F. 2001. Archaeological site investigation by geoelectrical measurements in Tel-Halawi (Northern Syria). *Archaeological Prospection*, 8, 257-263.

CIMINALE, M. 2003. A High-resolution magnetic mosaic at the Kyme archaeological site (Turkey). *Archaeological Prospection*, 10, 119-130.

COMMENGE, C. 1996. Horvat Minha (el-Munhata). *Excavations and Survey in Israel*, 15, 43.

DAN, J. 1988. The soils of the land of Israel. In: *The Zoogeography of Israel*, W. Junk Publishers, Dordrecht, 95-128.

DRAHOR, M.G. 2004. Application of the self-potential method to archaeological prospection: some case histories. *Archaeological Prospection*, 11, 77-105.

DRAHOR, M.G., GÖKTÜRKLER, G., BERGE, M.A., KURTULMUS, T.Ö. and TUNA, N. 2007. 3D resistivity imaging from an archaeological site in south-western Anatolia, Turkey: a case study. *Near Surface Geophysics,* 5, 195-201.

EKINCI, Y.L., KAYA, M.A. and DEMIRCI, A. 2007. Electrical resistivity tomography investigation at the ancient site of Parion, Northwest Turkey. *Trans. of the 13th European Meet. of Environmental and Engineering Geophysics*, Istanbul, Turkey, 1-4.

EL-BASSIONY, A. and WELLER, A. 2004. Modelling the magnetic field gradient for archaeological structures in Saqqara (Egypt). *Trans. of the 10th European Meet. of Environ. and Engineering Geophysics*, Utrecht, The Netherlands, B011, 1-4.

EL-GAMILI, M.M., EL-MAHMOUDI, A.S., OSMAN, S.Sh., HASSANEEN, A.Gh. and METWALY, M.A. 1999. Geoelectric resistance scanning on parts of Abydos cemetery region, Sohag Governorate, Upper Egypt. *Archaeological Prospection*, 6, 225-239.

EL-QADY, G.M., MONTEIRO SANTOS, F.A., HASSANEEN, A.Gh. and TRINDADE, L. 2005. 3D inversion of VES data from the Saqqara archaeological area, Egypt: a case study. *Near Surface Geophysics*, 3, 227-233.

ELWASEIF, M. and SLATER, L. 2010. Quantifying tomb geometries in resistivity images using watershed algorithms. *Jour. of Archaeological Science*, 37, 1424-1436.

EPPELBAUM, L.V. 1999. Quantitative interpretation of resistivity anomalies using advanced methods developed in magnetic prospecting. *Trans. of the XXIV General Assembly of the Europ. Geoph. Soc.*, Strasbourg, 1, 1, 166.

EPPELBAUM, L.V. 2000. Applicability of geophysical methods for localization of archaeological targets: An introduction. *Geoinformatics*, 11, 1, 19-28.

EPPELBAUM, L.V. 2005. Multilevel observations of magnetic field at archaeological sites as additional interpreting tool. *Proceed. of the 6th Conference of Archaeological Prospection*, Roma, Italy, 1-4.

EPPELBAUM, L.V. 2009. Near-surface temperature survey: An independent tool for buried archaeological targets delineation. *Jour. of Cultural Heritage*, 12, 1, e93-e103.

EPPELBAUM, L.V. 2010a. Methodology of detailed geophysical examination of the areas of world recognized religious and cultural artifacts. *Trans. of the 6th EUG Meet.*, Geophysical Research Abstracts, Vienna, Austria, 12, EGU2010-5859, 1-3.

EPPELBAUM, L.V. 2010b. An advanced methodology for Remote Operation Vehicle magnetic survey to delineate buried targets. *Trans. of the 20th General Meeting of the Intern. Mineralogical Association*, *CH30G: Archaeometry* (*general session*): Composition, technology and provenance of archaeological artifacts, Budapest, Hungary, 103.

EPPELBAUM, L.V. 2011a. Review of environmental and geological microgravity applications and feasibility of their implementation at archaeological sites in Israel. *International Jour. of Geophysics*, doi: 10.1155/2011/927080, ID 927080, 1-9.

EPPELBAUM, L.V. 2011b. Study of magnetic anomalies over archaeological targets in urban conditions. *Physics and Chemistry of the Earth*, 36, 16, 1318-1330.

EPPELBAUM, L.V. 2013. Interpretation of magnetic anomalies due to archaeological and environmental targets classified as "quasi thick bed bodies" in complex physical-geological environments. *Proceed. of the 2013 SAGEEP Conference*, Denver, Colorado, USA, 26, 1, 415-424.

EPPELBAUM, L.V., ALPEROVICH, L., ZHELUDEV, V. and PECHERSKY, A. 2011. Application of informational and wavelet approaches for integrated processing of geophysical data in complex environments. *Proceed. of the 2011 SAGEEP Conference*, Charleston, South Carolina, USA, 24, 24-60.

EPPELBAUM, L. and BEN-AVRAHAM, Z. 2002. On the development of 4D geophysical Data Base of archaeological sites in Israel. *Trans. of the Conf. of the Israel Geol. Soc. Ann. Meet*., MaHagan - Lake Kinneret, Israel, 21.

EPPELBAUM, L., BEN-AVRAHAM, Z., ITKIS, S. and KOUZNETSOV, S. 2001a. First results of self-potential method application at archaeological sites in Israel. *Trans. of the EUG XI Intern. Symp*., Strasbourg, France, 657.

EPPELBAUM, L., BEN-AVRAHAM, Z., and ITKIS, S. 2003a. Ancient Roman Remains in Israel provide a challenge for physical-archaeological modeling techniques. *First Break*, 21, 2, 51-61.

EPPELBAUM, L.V., BEN-AVRAHAM, Z. and ITKIS, S.E. 2003b. Integrated geophysical investigations at the Halutza archaeological site. *Proceed. of the 64 EAGE Conf.*, Florence, Italy, P151, 1-4.

EPPELBAUM, L.V. and ITKIS, S.E. 2000. Magnetic investigations in the Proto-Historic site to the east of Tel Megiddo. In: *Monograph Series of the Inst. of Archaeology,* Tel Aviv Univ., Megiddo III, 18, 504-514.

EPPELBAUM, L.V. and ITKIS, S.E. 2001. Detailed magnetic investigations at the ancient Roman site Banias II (northern Israel). *Proceed. of the 1st Intern Symp. on Soil and Archaeology*, Szazhalombatta, Hungary, 13-16.

EPPELBAUM, L.V. and ITKIS, S.E. 2003. Geophysical examination of the Christian archaeological site Emmaus-Nicopolis (central Israel). Collection of Papers of the XIX CIPA Conf.*: New Perspectives to Save the Cultural Heritage*, Antalya, Turkey, 395-400.

EPPELBAUM, L.V., ITKIS, S.E., FLECKENSTEIN, K.-H. and FLECKENSTEIN, L. 2007. Latest results of geophysical-archaeological investigations at the Christian archaeological site Emmaus-Nicopolis (central Israel). *Proceed. of the 69th EAGE Conference*, P118, London, Great Britain, 1-5.

EPPELBAUM, L.V., ITKIS, S.E. and KHESIN, B.E. 2000a. Optimization of magnetic investigations in the archaeological sites in Israel. In: *Filtering, Modeling and Interpretation of Geophysical Fields at Archaeological Objects*, Special Issue of *Prospezioni Archeologiche*, 65-92.

EPPELBAUM, L.V., ITKIS, S.E. and KHESIN, B.E. 2004a. Initial visualization of magnetic survey results at the Prehistoric archaeological sites in Israel. *Proceed. of the 5th Intern. Symp. on Eastern Mediterranean Geology*. Thessaloniki, Greece, 2, 747-750.

EPPELBAUM, L.V., ITKIS S.E. and PETROV, A.V. 2000b. Physics and archaeology: magnetic field as a reliable tool for searching ancient remains in Israel. *Scientific Israel*, 2, 68-78.

EPPELBAUM, L.V. and KATZ, Y.I. 2012. Key features of seismo-neotectonic pattern of the Eastern Mediterranean. *Azerb.Nation. Acad. Sci. Proceeding. Sciences of Earth*, 3, 29-40.

EPPELBAUM, L.V. and KHESIN, B.E. 2001. Disturbing Factors in Geophysical Investigations at Archaeological Sites and Ways of Their Elimination. *Proceed. of the IV Conf. on Archaeological Prospection*, Vienna, Austria, 99-101.

EPPELBAUM, L.V. and KHESIN, B.E. 2012. *Geophysical Studies in the Caucasus*. Springer. 411p.

EPPELBAUM, L.V., KHESIN, B.E. and ITKIS, S.E. 2001b. Prompt magnetic investigations of archaeological remains in areas of infrastructure development: Israeli experience. *Archaeological Prospection*, 8, 3, 163-185.

EPPELBAUM, L.V., KHESIN, B.E. and ITKIS, S.E. 2006a. Some peculiarities of geophysical investigations at archaeological sites in Israel. *Russian Archaeology*, 1, 59-70.

EPPELBAUM, L.V., KHESIN, B.E. and ITKIS, S.E. 2010. Archaeological geophysics in arid environments: Examples from Israel. *Jour. of Arid Environments*, 74, 7, 849-860.

EPPELBAUM, L.V., KHESIN, B.E., ITKIS, S.E. and BEN-AVRAHAM, Z. 2004b. Advanced analysis of self-potential data in ore deposits and archaeological sites. *Proceed. of the 10th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, Utrecht, The Netherlands, 1-4.

EPPELBAUM, L.V., KUTASOV, I.M. and BARAK, G. 2006b. Ground surface temperature histories inferred from 15 boreholes temperature profiles: Comparison of two approaches. *Earth Sciences Research Jour.*, 10, 1, 25-34.

EPPELBAUM, L.V. and MISHNE, A.R. 2011. Unmanned airborne magnetic and VLF investigations: effective geophysical methodology of the near future. *Positioning*, 2, 3, 112-133.

FINKELSTEIN, M. and EPPELBAUM, L. 1997. Classification of the disturbing objects using interpretation of low-intensive temporary magnetic variations. *Trans. of the Conf. the Geological Society of America*, Salt Lake City, 29, 6, 326.

GABER, S., EL-FIKY, A.A., ABOU SHAGAR, S. and MOHAMADEN, M. 1999. Electrical resistivity exploration of the Royal Ptolemic Necropolis in the Royal Quarter of ancient Alexandria, Egypt. *Archaeological Prospection*, 6, 1-10.

GAFFNEY, C., GAFFNEY, V., CUTTLER, R. and YORSTON, A. 2008. Initial Results using GPS navigation with the Foerster magnetometer system at the World heritage site of Cyrene, Libya. *Archaeological Prospection*, 15, 151-156.

GINZBURG, A. and LEVANON, A. 1977. Direct current resistivity measurements in archaeology. *Geoexploration*, 15, 47-56.

GREEN, J.N. 1973. An underwater archaeological survey of Cape Andreas (Cyprus) I969-70: A preliminary report. *Proceed. of the 23rd Symp. of the Colston Research Society*, Bristol, 04-08 April, 1971, 141-178.

HERBICH, T. and PEETERS, C. 2006. Results of the magnetic survey at Deir al-Barsha, Egypt. *Archaeological Prospection*, 13, 11-24.

HOROWITZ, A. 1979. The Quaternary of Israel. Academic Press. NY. 394p.

IBRAHIM, E.H., ELGAMILI, M.M., HASSANEEN, A.Gh., SOLIMAN, M.N. and ISMAEL, A.M. 2002. Geoelectrical investigation beneath Behbiet ElHigara and ElKom

ElAkhder archaeological Sites, Samannud area, Nile Delta, Egypt. *Archaeological Prospection*, 9, 105-113.

ISSAWY, I. 2012. The role of micro-gravity in archaeology in Luxor, Egypt. *Proceed. of the Near-Surface Geoscience: 18th Europ. Meet. of Environmental & Engineering Geophysics*, Paris, 1-4.

ITKIS, S.E. and EPPELBAUM, L.V. 2009. Magnetic survey in the vicinity of the Paneas. *In*: *Paneas: The Survey, the Aqueduct*, *the northern cemeteries and excavations in the northwestern Suburb*, The Israel Antique Authority, Jerusalem, 143-151.

ITKIS, S., KHESIN, B., EPPELBAUM, L. and KHALAILY, H. 2003. The Natufian site of Eynan (Hula valley, northern Israel): Magnetic prospecting reveals new features. *Israel Journal of Earth Sciences*, 52, 3-4, 209-219.

JEFFERY, K.G. 2007. New generation grid for environmental science. *Environmental Modelling & Software*, 22, 281-287.

KAYA, M.A., EKINCI, Y.L., YIĞIT P. and LIGHTFOOT, C.S. 2007. Magnetic investigation at the Amorium archaeological site, Emirdağ, Afyon, Turkey. *Jour. of the Balkan Geophysical Soc*., 10, 1, 1-7.

KENYON, K.M. 1979. Archaeology in the Holy Land. Norton. NY. 359p.

KHESIN, B.E., ALEXEYEV, V.V. and EPPELBAUM, L.V. 1996. Interpretation of Geophysical Fields in Complicated Environments. Kluwer Academic Publishers. Ser.: Modern Approaches in Geophysics. Boston – Dordrecht – London. 367p.

KHESIN, B.E. and EPPELBAUM, L.V. 1997. The number of geophysical methods required for target classification: quantitative estimation. *Geoinformatics*, 8, 1, 31-39.

LAUKHIN, S.S., RONEN, A., POSPELOVA, G.A., SHARONOVA, Z.V., RANOV, V.A., BURDUKIEWICZ, J.M., VOLGINA, V.A. and TSATSKIN, A. 2001. New data on the geology and geochronology of the Lower Palaeolithic site Bizat Ruhama in the Southern Levant. *Paleorient*, 27, 1, 69-80.

LAKSHMANAN, J. 1987. Microgravity probes the Great Pyramid. *The Leading Edge*, 1, 10-17.

LAKSHMANAN, J. 1991. The generalized gravity anomaly: Endoscopic microgravity. *Geophysics*, 56, 5, 712-723.

MEYERS, E.M. (Ed.). 1996. The Oxford Encyclopedia of Archaeology in the Near East. 5 Vols. Oxford University Press. Oxford.

MODIN, I.N. 2010. Electric prospecting in technical and archaeological geophysics. D.Sci. Thesis. Moscow State Univ. Moscow (in Russian).

NAHAS, C., BAUMAN, P., JOL, H., REEDER, P. and FREUND, R. 2006. Geophysical investigations at coastal archaeological sites in Israel. *Proceed. of the SAGEEP Confer.*, Seattle, Washington, 1397-1406.

NOVO, A., VINCENT, M.L. and LEVY, T.E. 2012. Geophysical surveys at Khirbat Faynan, an ancient mound site in southern Jordan. *International Jour. of Geophysics*, Article ID 432823, 1-8.

ODAH, H., ABDALLATIF, T. F., EL-HEMALYAND, A. and ABD EL-ALL, E. 2005. Gradiometer survey to locate the ancient remains distributed to the northeast of the Zoser Pyramid, Saqqara, Giza, Egypt. *Archaeological Prospection*, 12, 61-68.

PAPARO, H. 1991. Temperature study of the archaeological site Crusades Fortress Um Haled (Netanya). *Trans. of the Conf. of Israel Geol. Soc., Annual Meeting*, Akko, Israel, 77.

PELFER, P.G., BARCELO, J.A., MCDONAILL, C. and PELFER, G. 2004. ArchaeoGRID, a GRID for archaeology. *Proceed. of the IEEE Nuclear Science Symp. Conf.*, 4, 2095-2099.

RON, H., PORAT, N., RONEN, A., TCHERNOV, E. and HORWITZ, L. 2003. Magnetostratigraphy of the Evron Member – implications for the age of the Middle Acheulian site of Evron Quarry. *Journal of Human Evolution*, 44, 633-639.

SEGAL, Y., MARCO, S. and ELLENBLUM, R. 2003. Intensity and direction of the geomagnetic field in 24 August, 1179 measured in Vadum Iacob (Ateret) Crusader Fortress, northern Israel. *Israel Jour. of Earth Sciences*, 52, 203-208.

SHAAR, R., RON, H., TAUXE, L., KESSEL, R., AGNON, A., BEN-YOSEF, E. and FEINBERG, J.M. 2010. Testing the accuracy of absolute intensity estimates of the ancient geomagnetic field using copper slag material. *Earth and Planetary Science Letters*, 290, 201-213.

STERNBERG, R. and LASS, E.H.E. 2007. An archaeomagnetic study of two hearths from Kebara Cave, Israel. In: Kebara Cave, Mt. Carmel, Israel: The Middle and Upper Paleolithic Archaeology, Part I, *American School of Prehistoric Research*, 49, Peabody Museum of Archaeology and Ethnology, Harvard University, Cambridge, 123-130.

STERNBERG, R., LASS, E., MARION, E., KATARI, K. and HOLBROOK, M. 1999. Anomalous archaeomagnetic directions and site formation processes at archaeological sites in Israel. *Geoarchaeology*, 14, 5, 415-439.

TAHA, A.I., EL-QADY, G., METWALY, M.A. and MASSOUD, U. 2011. Geophysical investigation at Tell El-Dabaa "Avaris" archaeological site. *Mediterranean Archaeology and Archaeometry*, 11, 1, 51-58.

WEISS, E., GINZBURG, B., COHEN, T.R., ZAFRIR, H., ALIMI, R., SALOMONSKI, N. and SHATVIT, J. 2007. High resolution marine magnetic survey of shallow water littoral area. *Sensors*, 7, 1697-1712.

Reviewer: corresponding member of ANAS F.A.Kadirov

© Ш.Ш.Байрамова, Е.Н.Тагиева, 2013

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КЛИМАТЕ И РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА (ГОБУСТАН) В ОЛИГОЦЕНЕ

Ш.Ш.Байрамова[1], Е.Н.Тагиева[2]

1 – *Институт геологии НАН Азербайджана*
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29 А,

2 – *Институт географии им. акад Г.А.Алиева НАН Азербайджана*
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 31

На основании палинологически изученных майкопских отложений по разрезу Исламдаг Гобустанского района выделены основные типы лесных формаций, преобладавшие в олигоцене: влажные субтропические полидоминантные хвойно-широколиственные; средиземноморского типа с участием ксерофильных элементов; заболоченные вдоль морских побережий и речных террас. В середине позднего олигоцена отмечается изменение состава растительности, связанное с понижением температурного режима.

Введение

Олигоценовые отложения Шамаха-Гобустанского района входят в состав нижней части майкопской свиты. В олигоцене началось одно из первых продолжительных похолоданий кайнозойской эры. Для восстановления палеоклиматических условий применяются различные методы. Один из важных методов основан на изучении макро- (листья, плоды, древесина) и микроостатков (споры и пыльца) растений. На всей территории Азербайджана по олигоцену накоплен обширный палеоботанический материал. Списки ископаемых растений нижнего олигоцена составлены по листовым отпечаткам из местонахождений Лерикского района (Ализаде и Узнадзе, 1951), северо-восточных предгорий Малого Кавказа (Джабарова и Касумова, 1961; Касумова, 1961), горы Даррыдаг в Нахчыванской АР (Палибин, 1947; Касумова, 1961; Азизбеков, 1961). Верхний олигоцен представлен ископаемой флорой с Абшеронского полуострова (Палибин, 1936) и спорово-пыльцевыми спектрами из Джалилабадского (Джабарова и Касумова, 1961) и Шамаха-Гобустанского районов (Шахбазова, 2001; Ахметьев, Запорожец, 1989; Ахметьев и др., 2007; Тагиева, 2008; Байрамова и Тагиева, 2009).

Динамика изменения растительности и на ее основе климата наиболее последовательно прослеживается по спорово-пыльцевым спектрам из различных стратиграфических уровней накопления осадков. Наши палинологические исследования олигоценовых отложений по разрезу Исламдаг продолжают серию изучения условий формирования и накопления этих осадков в Шамаха-Гобустанской области.

Материалы и методы исследований

Разрез Исламдаг (40°30' с.ш.; 49°30' в.д.) относится к серии разрезов Гобустанской области и охватывает отложения нижнего и верхнего олигоцена (нижний майкоп) в пределах 33,9-28,4 млн.л.н. (рис. 1).

Литологически эти отложения представлены чередованием коричневато-бурых слоистых глин с ярозитовой присыпкой с тонкими прослойками тонкозернистого песчаника. Общая мощность – 560 м. Отложения охарактеризованы фаунистически остатками ихтиофауны (чешуя, зубы, кости) и флористически остатками обуглившейся древесины.

Из разреза Исламдаг на палинологический анализ было отобрано 18 проб, техническая обработка которых проводилась методикой мацерации с последующим применением плавиковой кислоты. Только 10 проб оказались пыльценосными.

При микроскопическом исследовании минимальный подсчет пыльцы и спор в одном образце составил 38 зерен, максимальный – 964. Всего по разрезу Исламдаг определено более 45 таксонов.

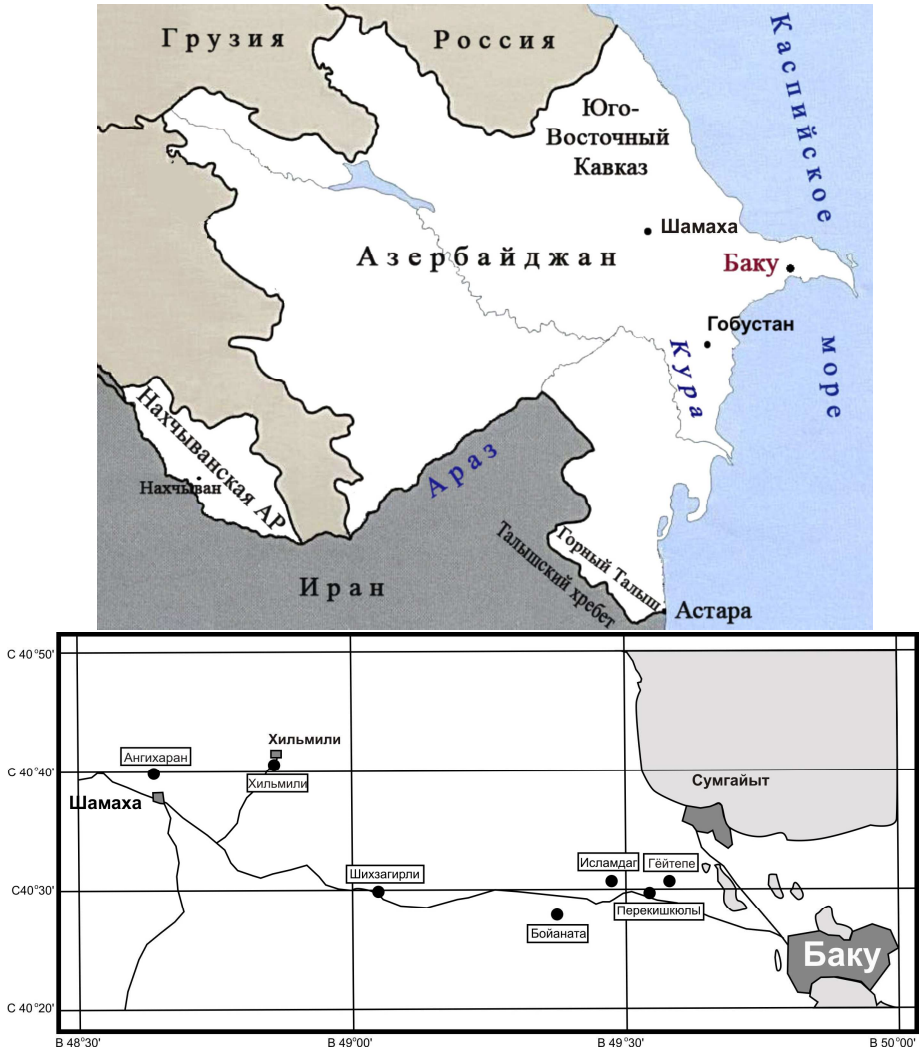


Рис. 1. Расположение разрезов Шамаха-Гобустанской области (Юго-Восточное окончание Большого Кавказа)

Характеристика палинокомплексов

Спорово-пыльцевой спектр разреза Исламдаг характеризуется преобладанием пыльцы древесных пород (от 100% до 96%) в группе общего состава (рис. 2).

Травянистые представлены во всех образцах единичными зернами пыльцы маревых (*Chenopodiaceae*) с учетом отсутствия их в образце №2. Споровые (*Polypodiaceae*) в незначительном количестве встречены в образцах №№ 1, 4, 6, 7. По изменению основных компонентов состава и процентного распределения спор и пыльцы по разрезу построена спорово-пыльцевая диаграмма и выделены 4 палинологические зоны (рис. 3).

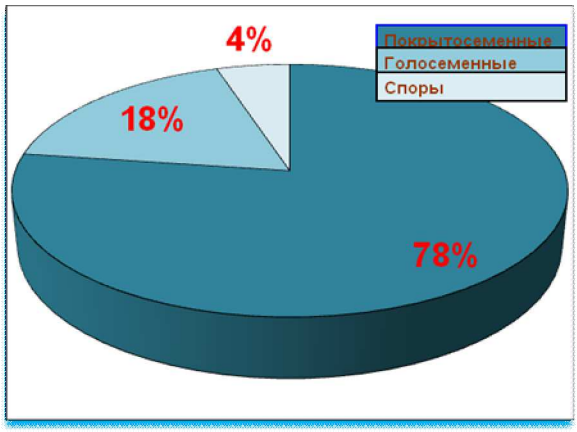


Рис. 2. Общий состав флоры

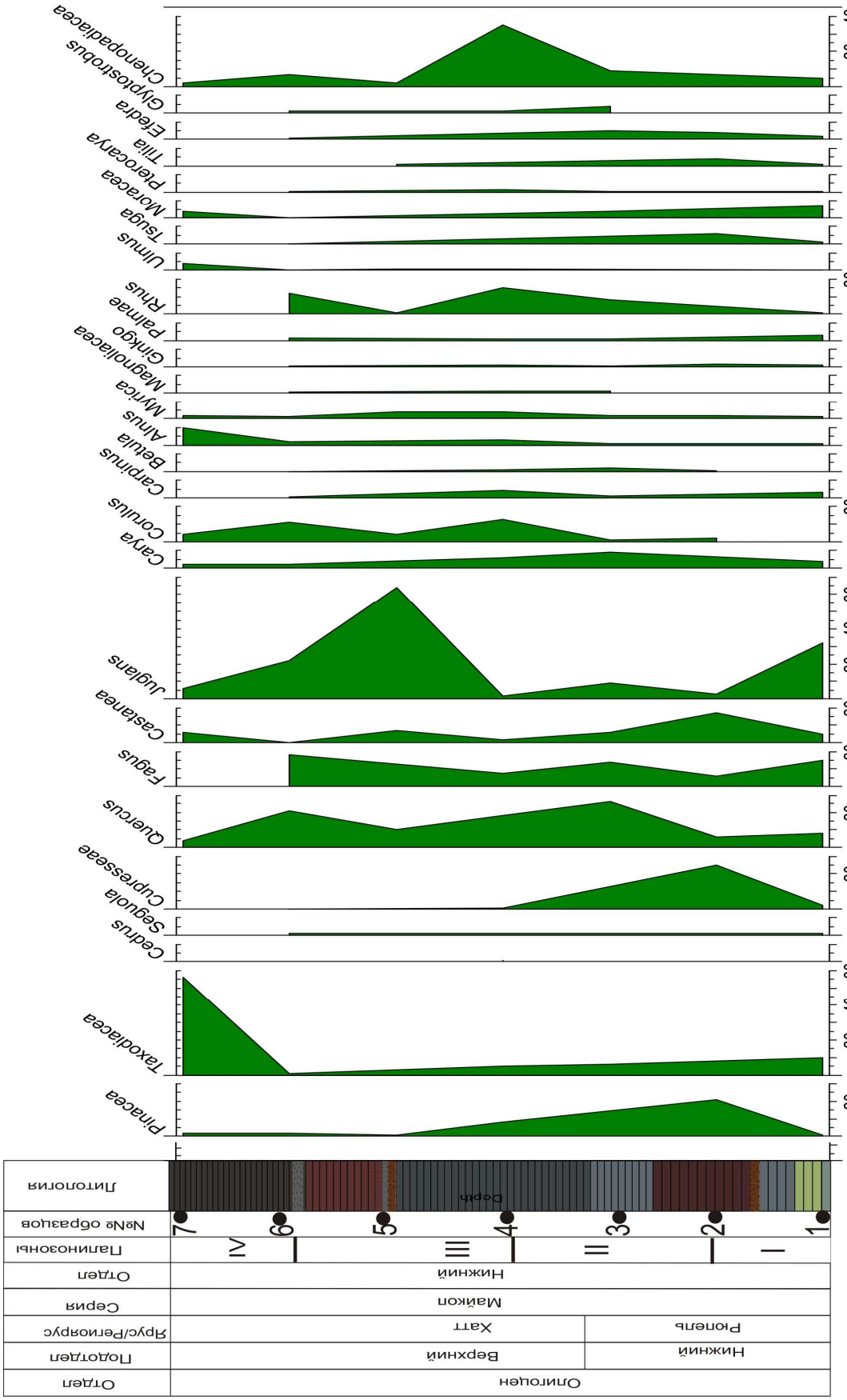


Рис. 3. Процентное распространение спор и пыльцы в олигоценовых отложениях (разрез Исламдаг)

Палинозона I (обр. №№ 1, 2). Соответствует нижней части рюпельского яруса. Характеризуется высоким содержанием (до 22%) пыльцы голосемянных в группе древесных с преобладанием *Taxodiaceae*, *Ephedra* и участием до 1% *Sequoia, Cupressus, Ginkgo, Tsuga, Glyptostrobus.* Среди покрытосеменных доминирует пыльца *Quercus, Juglans, Fagus* до 15-25%. Пыльца, содержащаяся в остальных образцах пород – *Castanea, Carya, Moraceae, Carpinus, Alnus, Magnoliaceae, Tilia* и др., разнообразна по составу, но обнаружена в меньшем количестве. Пыльца ксерофитных растений присутствует в спектре в количестве до 1-2% (*Rhus, Pistacea, Ephedra, Chenopodiaceae*).

Разнообразие экологических типов растений в данной зоне свидетельствует о наличии определенной географической зональности. Леса преобладали на всей территории островной суши Юго-Восточного окончания Большого Кавказа. Выделялись влажные полидоминантные леса с преобладанием ореха, бука, дуба с участием хвойных (секвойя, гинкго, тсуга, сосна) и широколиственных (каштан, липа) пород. Вдоль рек и на равнинах произрастали средиземноморского типа леса из магнолии, кипариса, кари, мирики, ольхи. Заболоченные речные и морские террасы занимали заросли болотного кипариса и речного кедра. По сухим песчаным побережьям произрастали пальмы. Встречались также ксерофитные формации из сумаха, фисташки, эфедры.

Палинозона II (обр. №№ 3, 4). Соответствует нижней и средней части хаттского яруса. Содержание пыльцы хвойных пород растений немного сокращается, при этом уменьшается количество пыльцы *Taxodiaceae* (до 6%) и максимально возрастает содержание пыльцы *Pinus* (9%). В этой зоне появляется пыльца представителей семейства *Betulaceae* – *Corylus* (13%), *Betula* (2%) и пыльца листопадного дерева *Nyssa*, отсутствовавшая в первой палинозоне. В составе пыльцы широколиственных пород уменьшается содержание пыльцы *Juglans* до 2% при практически неизменном содержании *Fagus* и *Quercus*. Увеличивается присутствие пыльцы *Carya* до 9%, *Alnus* до 3%, *Myrica* до 4%, *Rhus* до 15%, *Ephedra* до 5%. В группе пыльцы травянистых отмечается максимальное для всего спектра содержание пыльцы *Chenopodiaceae* (4%).

В широколиственных лесах происходит перераспределение доминантов, на смену мезофильному ореху, приходят умеренные и более холодоустойчивые виды растительности – бук, дуб. В спектрах наблюдается увеличение роли сосны. В этот период в лесах появляются новые представители умеренных родов панголарктической географической группы – береза, лещина, а некоторые из уже присутствующих занимают более прочные позиции – сосна, восковник. Это свидетельствует об изменении климатических условий – снижении среднегодовых температур и некотором снижении атмосферных осадков. О последнем можно говорить в связи с сокращением представителей таксодиевых, образующих заболоченные формации, и увеличением ксерофитов среди кустарников (сумах) и травянистых (маревые).

Палинозона III (обр. №№ 5, 6). Соответствует накоплению отложений верхней части хаттского яруса. Характеризуется, с одной стороны, сокращением пыльцы хвойных пород в группе древесных до 4%, с другой – увеличением их разнообразия. Содержание пыльцы *Taxodiaceae* сокращается до 3%, *Pinus* – до 1-2%, единично присутствуют *Glyptostrobus, Sequoia, Cupressaceae, Ginkgo, Tsuga, Ephedra.* Пыльца широколиственных пород разнородна по составу с преобладанием *Juglans* (22%), *Quercus* (21%), *Fagus* (18%), *Rhus* (12%), *Corylus* (11%).

Во влажных полидоминантных лесах вновь возрастает роль ореха наряду с дубом, грабом и примесью хвойных пород – гинкго, секвойи, тсуги. Появившиеся в период похолодания умеренные представители – береза и сосна занимают верхнюю границу лесных формаций. Лещина продолжает оставаться основным элементом подлеска в этих лесах. Влажные приречные и низинные леса были образованы средиземноморскими и восточноазиатскими элементами (кария, магнолия, птерокария, мирика). В прибрежно-морских формациях участвовали пальмы. Заболоченные формации, как и в предыдущей палинозоне, имеют небольшое распространение. Участие пыльцы болотного кипариса снижается до минимума, но продолжают присутствовать многие влаголюбивые представители, например, глиптостробус, произрастающий в настоящее время в Юго-Восточном Китае на

заболоченных и затопляемых почвах, по берегам рек, а также нисса – североамериканский род, растущий в заболоченных лесах на залитых водой трясинах. Это говорит о повышении режима увлажнения. Уменьшение таксодиевых формаций, возможно, связано с трансгрессией морского бассейна, во время которой плакорные и низинные территории покрывались водой, и море подходило непосредственно к границе распространения влажных полидоминантных лесов.

Палинозона IV (обр. № 7). Соответствует верхам хаттского яруса. Содержание пыльцы в спектре незначительное. В группе пыльцы древесных пород преобладает пыльца хвойных (58%), которые представлены исключительно пыльцой *Taxodiaceae* и единично *Pinus*. Среди пыльцы широколиственных пород выделяются *Alnus* (10%), *Juglans* (6%), *Castanea* (6%), *Quercus, Ulmus, Corylus, Moraceae* – по 4% и *Carya, Myrica* – по 2%.

Эта палинозона характеризуется значительным распространением зарослей болотного кипариса и наличием широколиственных орехово-дубовых лесов. Очевидно, регрессивная фаза моря способствовала удалению береговой линии от широколиственных лесов, что затруднило перенос и захоронение пыльцы растений этих лесов. В связи с этим мы наблюдаем преобладание прибрежных заболоченных формаций в условиях высокой влажности и температурного режима.

Выводы

Изменение растительности и климатических условий по разрезу Исламдаг хорошо коррелируется с разрезом Перекюшкюль, снятым в этом же регионе. Спорово-пыльцевые спектры этих разрезов Шамаха-Гобустанской области свидетельствуют о слабой дифференциации растительного покрова в олигоцене и преобладании лесов, среди которых выделялись:

1) влажные субтропические полидоминантные хвойно-широколиственные леса, аналоги которых в настоящее время распространены в Юго-Восточном Китае и на Тихоокеанском побережье Северной Америки;

2) средиземноморского типа леса с участием ксерофильных элементов;

3) заболоченные формации вдоль морских и речных террас с участием таксодиевых, ниссы, глиптостробуса и пальм на песчаных побережьях.

Климатические условия раннего олигоцена соответствовали влажному субтропическому типу с элементами тропического, что подтверждается присутствием средиземноморских, восточноазиатских и тропических видов растительности (болотный кипарис, секвойя, глиптостробус, нисса, гинкго) (Тагиева, 2008).

Присутствие на протяжении олигоцена представителей семейства таксодиевых говорит о количестве годовых атмосферных осадков не менее 1000-1500 мм. Хорошим индикатором климатических условий также служит степень присутствия вечнозеленых растений. Говорить о наличии вечнозеленых элементов по данным пыльцевого анализа сложно, так как морфология пыльцы этих видов хорошо еще не изучена и поэтому видовые определения отсутствуют. Но находки ископаемой листовой флоры тропического типа в отложениях позднего олигоцена в Шамаха-Гобустанской области (Касумова, 1966) свидетельствуют об их широком распространении.

Середина позднего олигоцена (зоне II разреза Исламдаг и зона III разреза Перекишкюль) характеризуется появлением умеренных родов (береза, сосна) и родов «тургайской» флоры (клен, липа, лещина), в составе лесной растительности сокращается роль теплолюбивых пород (Байрамова и Тагиева, 2009), что было вызвано понижением температуры воздуха. Это изменение фиксируется по палинозоне II разреза Исламдаг и зоне III разреза Перекишкюль. В конце позднего олигоцена состав растительности восстанавливается с участием вновь появившихся родов.

Понижение температур и изменение растительности в позднем олигоцене отмечается в большинстве регионов Евразии (Борзенкова, 1992). Характерные для нижнего олигоцена субтропические леса из таксодиевых в Западной Европе в позднем олигоцене сменились умеренными листопадными флорами «тургайского» типа. Для нашего региона процесс смены растительных типов происходил менее активно. В позднем олигоцене продолжали существовать роды и виды растений, принадлежащие различным географическим группам – от тропической до умеренной.

ЛИТЕРАТУРА

АЗИЗБЕКОВ, Ш.А. 1961. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат. Москва. 502с.

АЛИЗАДЕ, К.А., УЗНАДЗЕ, М.Д. 1951. Материалы к изучению флоры палеогена. *Труды Азерб. Политех. Института им. М. Азизбекова*, 4, 25-38.

АХМЕТЬЕВ, М.А., ЗАПОРОЖЕЦ, Н.И. 1989. Новые находки пальм из олигоценовых отложений Даррыдага (Нахичеванская АССР*). Бюллетень МОИП. Отдел геология*, 64, 6, 57-67.

АХМЕТЬЕВ, М.А., ЗАПОРОЖЕЦ, Н.И., ГОЛОВИНА, Л.А., ПОПОВ, С.В., СЫЧЕВСКАЯ, Е.К., ЭФЕНДИЕВА, М.А., ФЕЙЗУЛЛАЕВ, А.А., АЛИЕВ, Ч.С. 2007. Новые данные по стратиграфии майкопских отложений Центрального Гобустана. *Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов*, 1, 32-53.

БАЙРАМОВА, Ш.Ш., ТАГИЕВА, Е.Н, 2009. Палиностратиграфия и палеогеография майкопа Абшеронского района (по разрезу Перекюшкюль). *Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов*, 1, 24-32.

БОРЗЕНКОВА, И.И. 1992. Изменение климата в кайнозое. Гидрометеоиздат. Санкт-Петербург. 247с.

ДЖАБАРОВА, Х.С., КАСУМОВА, Г.М., 1961. Дополнительные материалы об ископаемых растениях из майкопских отложений Талыша (на основании отпечатков растений и данных спорово-пыльцевого анализа). *Доклады АН Азерб.ССР,* 11, 1081-1083.

КАСУМОВА, Г.М. 1961. О флоре нижнего олигоцена в районе Даррыдаг (Нахичевань). *Доклады АН Азерб. ССР*, 1, 161-162.

КАСУМОВА, Г.М. 1966. Флора олигоценовых отложений северо-восточных предгорий Малого Кавказа. Изд. АН Азерб.ССР. Баку. 85с.

ПАЛИБИН, И.В. 1936. Этапы развития флоры прикаспийских стран со времени мелового периода. Изд. АН СССР. Москва. 213с.

ПАЛИБИН, И.В. 1947. Нижнеолигоценовая флора горы Даррыдаг в бассейне Аракса (Закавказье). *Труды Ботанического института АН СССР*, 6, 7-27.

ТАГИЕВА, Е.Н. 2008. Эволюция природных условий Азербайджана в кайнозое. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 2, 106-116.

ШАХБАЗОВА, В.Г. 2001. Растительность и климат майкопского времени Восточного Азербайджана по данным спорово-пыльцевого анализа. *В сборнике АПО, посвященном 100-летию Дж.М.Халилова*. Nafta-Press, Баку, 119-123.

Рецензент: д.г.н. Э.К.Ализаде

ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

© З.Я.Аббасов, Г.И.Джалалов, Х.А.Фейзуллаев, А.А.Дамиров, В.М. Фаталиев, 2013

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ОБРАБОТКИ ПРИЗАБОЙНОЙ ЗОНЫ ГАЗОКОНДЕНСАТНОЙ СКВАЖИНЫ «СУХИМ» ГАЗОМ НА РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЯХ РАЗРАБОТКИ ЗАЛЕЖИ

З.Я.Аббасов, Г.И.Джалалов, Х.А.Фейзуллаев, А.А.Дамиров, В.М. Фаталиев

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В статье представлены результаты исследований по моделированию процесса воздействия на призабойную зону газоконденсатной скважины «сухим» углеводородным газом на различных этапах разработки залежи. Показано, что обработку призабойной зоны скважины нужно осуществлять в то время, когда значение пластового давления близко к давлению максимальной конденсации газоконденсатной системы.

Известно, что постоянное снижение давления в процессе разработки газоконденсатной залежи сопровождается выделением и частичным оседанием в призабойной зоне пласта более высококипящих углеводородов группы C_{5+}. Около 20% конденсата остается в пласте неизвлеченным (Абасов и др., 2006; Мискевич и др., 2006).

В целях извлечения выпавшего в пласте конденсата используют различные методы воздействия, в частности, закачку «сухого» углеводородного газа при различных содержаниях N_2 или CO_2 (Абасов и др., 1998; Гриценко и др., 1995). Экспериментальные исследования в pVT-бомбе (Абасов и др., 1998) и в пористой среде, а также в практике разработки газоконденсатной залежи (Гриценко и др., 1995) показали, что существующими способами воздействия можно извлечь не более 25% выделившегося в пласте ретроградного конденсата. Прежде всего это вызвано тем, что к концу разработки газоконденсатной залежи выделившийся в пласте конденсат становится более тяжелым и испарять его «сухим» газом с высокими показателями становится почти невозможно. В связи с этим представляет большой интерес всестороннее изучение показателей обработки призабойной зоны газоконденсатной скважины в различные периоды разработки залежи.

Нами в работе (Абасов и др., 2011) представлены результаты экспериментальных исследований в pVT-бомбе по выявлению целесообразности воздействия на выпавший конденсат «сухим» углеводородным газом в зависимости от стадии разработки залежи и при этом показано, что высокие показатели процесса достигаются на начальном этапе ее эксплуатации.

Учитывая важность этих исследований для конкретных газоконденсатных месторождений, трудоемкость оценки показателей процесса экспериментально, ниже рассматривается возможность его теоретического моделирования.

Математическое моделирование процесса воздействия на призабойную зону газоконденсатной скважины «сухим» углеводородным газом и алгоритмические особенности подробно описаны в (Абасов и др., 2006). В настоящей работе процесс моделируется и для случая обработки призабойной зоны скважины, когда давление в пласте соответствует таковому в конце разработки залежи. Математическая модель расчета показателей обработки призабойной зоны скважины по-

строена таким образом, что позволяет на любом этапе разработки залежи оценить количество добываемой продукции испарением. Расчеты проводились для случаев, когда давление в пласте ниже или выше давления максимальной конденсации системы.

Сведения о значениях относительных фазовых проницаемостей, необходимых в расчетном алгоритме, были получены адаптацией гидродинамической модели к данным истории разработки залежи (Фейзуллаев, Рзаева, 2001). При этом использовались начальные нижеследующие промысловые данные по V блоку VII горизонта глубокозалегающей газоконденсатной залежи Булла-дениз: пластовое давление – 71,0 МПа, температура – 102^0C, плотность конденсата – 800 кг/м^3, молекулярная масса – 160 кг/кмоль, конденсатосодержание – 362 г/м^3, пористость коллектора – 16,9%, проницаемость – 0,042 мкм^2.

Пластовая газоконденсатная система исследуемого объекта характеризовалась следующим начальным составом, моль.%: метан – 88,59; этан – 4,11; пропан – 1,47; бутаны – 0,77; пентан плюс высококипящие – 4,86; углекислый газ – 0,2.

В таблицах 1 и 2 показаны дебиты газа и конденсата соответственно, в таблице 3 – усредненные свойства пластовой жидкости и газа.

На рис.1 представлены кривые фазовой проницаемости газа и конденсата.

Таблица 1

Среднесуточный дебит газа по скважинам (тыс. м^3/сут.)
для V блока VII горизонта месторождения Булла-дениз

Скв. / Годы	18	20	22	28	39	44	46	50	73	74
1975	976,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1976	-	867,2	1326,8	1257,0	-	-	-	-	-	-
1977	-	975,3	245,1	1227,9	-	-	-	-	-	-
1978	-	902,4	213,2	1375,4	-	-	-	-	-	-
1979	-	-	-	1272,6	-	-	-	-	-	-
1980	-	-	-	1181,6	867,0	-	1016,5	-	-	-
1981	-	300,0	-	1123,3	829,0	702,7	916,3	-	-	-
1982	-	300,0	-	955,5	747,0	846,4	766,9	714,4	-	-
1983	-	224,7	-	-	673,7	807,9	694,2	570,6	-	-
1984	-	150,4	-	-	639,0	697,0	603,7	556,0	-	-
1985	-	108,1	-	-	553,7	758,9	571,0	510,5	-	-
1986	-	83,2	-	-	419,3	568,2	512,5	432,0	-	-
1987	-	-	-	-	311,7	-	380,0	317,0	269,6	-
1988	-	39,4	-	-	303,3	-	386,8	279,0	270,2	-
1989	-	-	-	-	288,5	-	386,9	192,5	265,2	-
1990	-	-	-	-	260,0	-	365,4	131,5	246,8	-
1991	-	-	-	-	255,6	-	339,4	95,0	190,3	111,64
1992	-	-	-	-	212,2	-	319,6	68,0	145,7	49,92
1993	-	-	-	-	200,0	-	253,0	134,0	147,5	32,29
1994	-	-	-	-	147,4	-	203,0	-	141,9	-
1995	-	-	-	-	111,6	-	210,4	-	168,9	-
1996	-	-	-	-	100,5	-	200,4	-	148,6	-
1997	-	-	-	-	95,6	-	187,6	-	132,5	-
1998	-	-	-	-	88,5	-	165,8	-	125,0	-
1999	-	-	-	-	78,0	-	160,0	-	120,5	-
2000	-	-	-	-	70,0	-	155,0	-	120,0	-

Таблица 2

Среднесуточный дебит конденсата по скважинам (т/сут.)
для V блока VII горизонта месторождения Булла-дениз

Скв. / Годы	18	20	22	28	39	44	46	50	73	74
1975	301,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1976	-	288,0	477,0	414,7	-	-	-	-	-	-
1977	-	294,7	76,0	378,3	-	-	-	-	-	-
1978	-	259,0	28,0	367,6	-	-	-	-	-	-
1979	-	-	-	342,7	-	-	-	-	-	-
1980	-	-	-	314,0	225,0	-	264,5	-	-	-
1981	-	-	-	217,0	197,4	178,4	226,2	-	-	-
1982	-	60,0	-	146,6	158,0	201,0	176,1	126,4	-	-
1983	-	60,0	-	-	131,3	167,3	144,2	104,6	-	-
1984	-	35,0	-	-	92,5	109,4	99,7	73,8	-	-
1985	-	25,0	-	-	65,3	81,4	73,0	60,6	-	-
1986	-	16,0	-	-	43,4	65,0	57,0	44,4	-	-
1987	-	9,3	-	-	30,2	-	37,5	32,0	25,6	-
1988	-	4,0	-	-	24,4	-	31,3	24,8	23,0	-
1989	-	-	-	-	21,4	-	24,3	11,7	19,8	-
1990	-	-	-	-	18,0	-	19,7	6,9	16,5	-
1991	-	-	-	-	15,2	-	16,5	6,4	12,8	8,0
1992	-	-	-	-	15,0	-	19,0	6,6	9,0	4,6
1993	-	-	-	-	11,3	-	13,6	10,2	7,3	3,9
1994	-	-	-	-	8,9	-	13,8	9,8	7,7	-
1995	-	-	-	-	8,5	-	12,0	5,4	8,7	-
1996	-	-	-	-	8,0	-	11,5	-	8,3	-
1997	-	-	-	-	7,5	-	11,0	-	7,8	-
1998	-	-	-	-	7,2	-	10,5	-	7,2	-
1999	-	-	-	-	7,0	-	10,0	-	6,7	-
2000	-	-	-	-	6,5	-	10,0	-	6,2	-

Таблица 3

Свойства пластовой жидкости и газа

P, (MPa)	Плотность газа	Плотность конденсата	Вязкость газа	Вязкость конденсата	Конденсато-насыщенность
71,6	0,465	0,465	0,062	0,121	0
65,0	0,411	0,485	0,056	0,133	0,129
60,0	0,383	0,511	0,051	0,144	0,192
55,0	0,341	0,535	0,046	0,154	0,25
50,0	0,304	0,553	0,04	0,173	0,29
45,0	0,262	0,591	0,035	0,201	0,33
40,0	0,221	0,618	0,029	0,233	0,36
35,0	0,183	0,644	0,024	0,271	0,387
30,0	0,144	0,682	0,021	0,31	0,4
25,0	0,114	0,707	0,018	0,35	0,395
20,0	0,079	0,734	0,015	0,4	0,37
15,0	0,044	0,758	0,012	0,47	0,34
10,0	0,031	0,773	0,01	0,55	0,29
5,0	0,0025	0,781	0,008	0,63	0,25

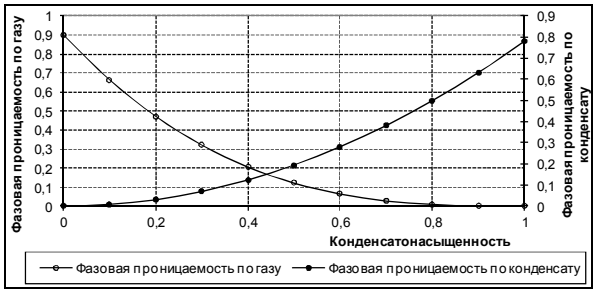


Рис. 1. Кривые фазовых проницаемостей

Адаптация гидродинамической модели к истории разработки проводилась путем минимизации пластового давления и добычи конденсата по годам разработки залежи.

Расчеты эксплуатации скважин газоконденсатного месторождения Булла-дениз в данной серии проводились в интервале понижения давления в призабойной зоне скважин от 71,6 до 25,0 МПа, при этом давление максимальной конденсации газоконденсатной смеси составляет около 26,0-27,0 МПа. Серия расчетов обработки скважины при пластовых давлениях ниже давления максимальной конденсации осуществлялась для уровня давления 25,0 МПа, а при пластовых давлениях выше давления максимальной конденсации – при 35,0 МПа. Профили конденсатонасыщенности призабойной зоны скважины до ее обработки для этих уровней давления представлены ниже.

Обработка призабойных зон скважин "сухим" газом при давлениях ниже давления максимальной конденсации. Результаты расчетов подтвердили, что воздействие "сухим" газом на скважины при пластовых давлениях ниже давления максимальной конденсации оказывается довольно эффективным процессом. Нагнетание газа позволяет удалить из призабойной зоны скважины ретроградный конденсат и сохранить относительно низкие значения конденсатонасыщенности даже после повторного его накопления. В качестве примера на рис.2 представлено распределение насыщенности жидкой фазы коллектора у забоя скважины (скв.39) в различные моменты эксплуатации скважины после обработки ее газом в объеме 450 тыс. м^3. В результате нагнетания газа выпавший ретроградный конденсат полностью испаряется в зоне радиусом 5 м от скважины и конденсатонасыщенность в этой зоне почти приближается к нулю, а в зоне радиусом от 5 до 35 м насыщенность конденсата возрастает до значений средней по пласту.

После пуска скважины в эксплуатацию отмечается повторное постепенное накопление жидкой фазы в призабойной зоне скважины. Как видно из рис.2, уже через 30 суток работы скважины с дебитом около 100 тыс.м^3 в зоне пласта, расположенной от скважины на расстоянии 5-10 м, отмечается возрастание конденсатонасыщенности до значений 25%.

Через 60 суток эксплуатации скважины насыщенность конденсата возрастает до 38%, а сама зона повышенной конденсатонасыщенности увеличивается и располагается на расстоянии от 10 до 20 м от скважины. Одновременно и непосредственно у скважины на расстоянии около 1-2 м насыщенность возрастает до 32% за счет резкого изменения давления в этой зоне. В дальнейшем накопление конденсата продолжается и к концу 8-го месяца отбора продукции насыщенность конденсата у забоя скважины возрастает до начального максимального значения до обработки (80-90%).

При эксплуатации скважины после ее обработки продуктивность увеличивается в начальный момент в 1,8 раза (рис.3).

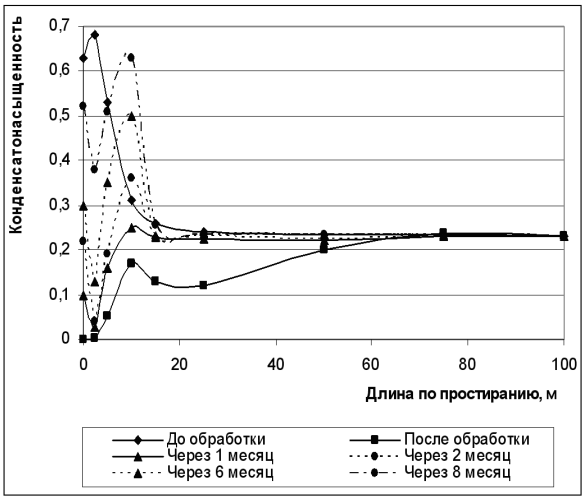


Рис. 2. Изменение конденсатонасыщенности коллектора в призабойной зоне скв.39 в процессе эксплуатации до и после обработки ее "сухим" газом при давлениях ниже давления максимальной конденсации

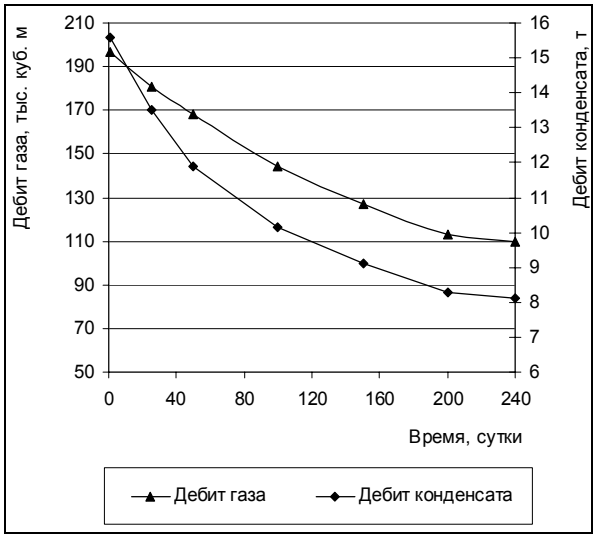


Рис. 3. Изменение дебита газа и конденсата после обработки призабойной зоны скв.39 во времени при давлениях ниже давления максимальной конденсации

Обработка призабойных зон скважин "сухим" газом при давлениях выше давления максимальной конденсации. Процессы фильтрации и фазового поведения углеводородов в ходе обработки скважин при давлении выше давления максимальной конденсации в значительной мере отличаются от уже рассмотренных процессов. Обработка призабойной зоны "сухим" газом в этом случае позволяет очистить ее от ретроградной жидкости даже лучше, чем при более низких давлениях. Однако после пуска скважины в эксплуатацию отмечается интенсивное повторное накопление ретроградного конденсата, и это приводит к снижению эффективности воздействия на призабойную зону скважин.

На рис. 4 представлены результаты расчета обработки скв.39 исследуемого объекта в объеме 450 тыс.м^3 газами при среднем пластовом давлении 34,0 МПа. Как видно из рисунка, в этом случае выпавший ретроградный конденсат полностью испаряется в зоне скважины радиусом 5-6 м. Зона с изменяющейся насыщенностью занимает всего около 5 м на расстоянии от скважины 6-11 м. Такой характер оттеснения ретроградного конденсата "сухим" газом объясняется тем, что при давлении на забое скважины 34,0-36,0 МПа фильтрация "сухого" газа и пластовой смеси происходит в условиях, близких к одноконтактному смешивающемуся вытеснению. В фазе отбора газоконденсатной смеси из скважины на расстоянии до 1-4 м от призабойной зоны практически сразу происходит повторное накопление ретроградного конденсата. Это накопление вызывается поступлением обогащенной газоконденсатной смеси из области более высоких давлений в область пониженных. В этой области, где изменение давления особенно резкое, происходит выпадение значительного объема конденсата и его интенсивное накопление. Одновременно с этим значительное накопление ретроградного конденсата происходит в зоне, содержащей неравновесную жидкость, где после обработки насыщенность конденсата изменялась от нуля до средней пластовой. В результате этого уже через 10 суток после начала отбора флюида из скважины насыщенность конденсата у забоя скважины составила 20-25%, а максимальная насыщенность в зоне на расстоянии 7-11 м возросла до 35%. Накопившаяся у забоя жидкость начинает блокировать скважину, вызывая резкое уменьшение дебита скважины по газу. В этот период времени происходит уменьшение дебита скважины от 180-190 до 80-90 тыс.м^3/сут. (см.рис.5). С течением времени насыщенность у забоя скважины продолжает возрастать, и уже через один месяц работы скважины она составляет около 60%, что приводит к уменьшению дебита скважины по газу до 70-75 тыс.м^3/сут. Характерно при этом существование практически «сухой» зоны у скважины радиусом 3-5 м между двумя зонами с повышенной насыщенностью конденсата. Поддержание незначительных по величине депрессий на скважине после ее обработки в этом случае малоэффективно. Накопление конденсата происходит медленней, однако и дебиты скважины оказываются небольшими вследствие малых перепадов давления. При задании более высоких депрессий накопление конденсата также увеличивается.

Интенсивное повторное накопление ретроградного конденсата наблюдалось также и в других расчетных вариантах, отличающихся от представленного варианта начальным составом газоконденсатной смеси, уровнем пластового давления, превышающим дав-

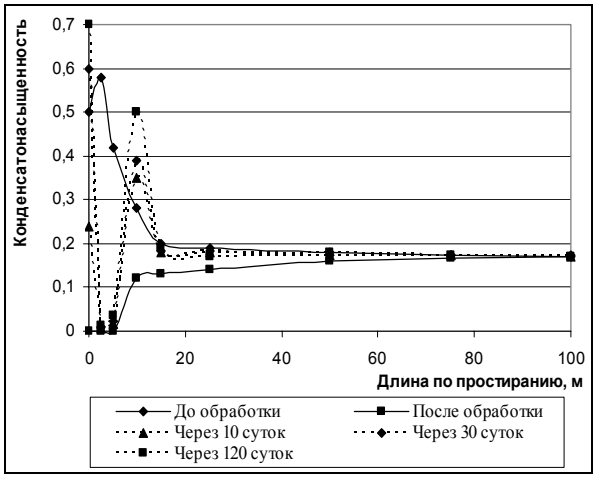


Рис. 4. Изменение конденсатонасыщенности коллектора в призабойной зоне скв.39 в процессе эксплуатации до и после обработки ее "сухим" газом при давлениях выше давления максимальной конденсации

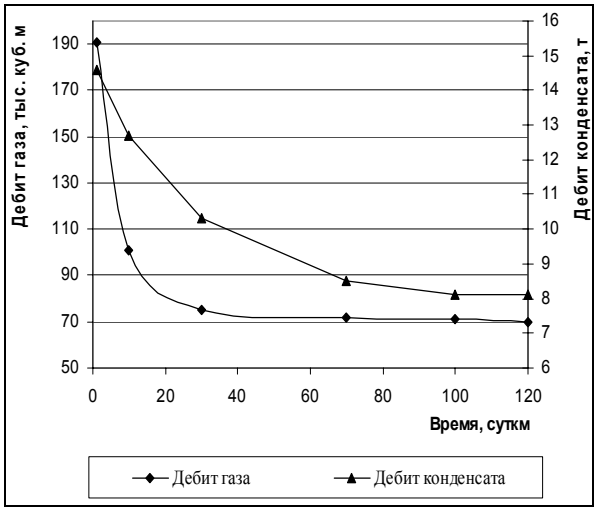


Рис. 5. Изменение дебита газа и конденсата после обработки призабойной зоны скв.39 во времени при давлениях выше давления максимальной конденсации

ление максимальной конденсации, а также коллекторскими свойствами пластов. Анализ результатов выполненных расчетов позволяет сделать выводы о том, что определенное уменьшение интенсивности повторного накопления конденсата наблюдается с приближением пластового давления к давлению максимальной конденсации.

Таким образом, повторное накопление конденсата может явиться одним из ограничивающих факторов применения метода восстановления продуктивности скважин путем обработки их призабойных зон "сухим" газом. С этой точки зрения обработку призабойных скважин следует рекомендовать для газоконденсатных пластов при давлениях ниже давления максимальной конденсации газоконденсатной смеси или близких к нему. После обработки скважин в этих условиях отмечается медленное повторное накопление ретроградного конденсата в призабойной зоне скважин. Обработка призабойных зон скважин может оказаться малоэффективной для газоконденсатных пластов, эксплуатирующихся при давлениях, значительно превосходящих давление максимальной конденсации вследствие быстрого повторного накопления конденсата. На рис.5 представлена динамика дебита газа и конденсата в различные моменты эксплуатации скважины после обработки ее "сухим" газом.

Из рисунка видно, что продуктивность скважин в начальный момент возрастает в 1,75-1,8 раз. По истечении 10 суток эксплуатации скважины продуктивность ее остается на 30-35% выше, чем до обработки.

Таким образом, создана математическая модель расчета и составлена соответствующая компьютерная программа, позволяющая изучить показатели воздействия на призабойную зону газоконденсатной скважины «сухим» газом на различных стадиях разработки залежей. При этом:

1. Наиболее лучшие показатели процесса воздействия выявлены при давлениях ниже давления максимальной конденсации газоконденсатной смеси.
2. Результаты теоретических расчетов и экспериментальных исследований в pVT-бомбе почти совпадают.

Работа выполнена при финансовой поддержке Научного фонда SOCAR.

ЛИТЕРАТУРА

АБАСОВ, М.Т., АББАСОВ, З.Я., АБАСОВ, Ш.Д., ГАМИДОВ, Н.Н. 1998. Исследование влияния различных факторов на испаряемость углеводородных конденсатов. *Изв.НАНА. Науки о Земле,* 2, 48-53.

АБАСОВ, М.Т., АББАСОВ, З.Я., ДЖАЛАЛОВ, Г.И., ФЕЙЗУЛЛАЕВ, Х.А. 2006. Моделирование процесса разработки газоконденсатной залежи. *Изв.НАНА. Науки о Земле*, 1, 65-69.

АБАСОВ, М.Т., АББАСОВ, З.Я., ФАТАЛИЕВ, В.М., ГАМИДОВ, Н.Н., МАМЕДОВА, Г.Г. 2009. О фазовых превращениях при разработке газоконденсатных залежей. *Докл.РАН,* 427, 6, 3-8.

АБАСОВ, М.Т., АББАСОВ, З.Я., ФАТАЛИЕВ, В.М., ГАМИДОВ, Н.Н., МАМЕДОВА, Г.Г. 2011. Экспериментальное изучение показателей воздействия на призабойную зону газоконденсатной скважины в зависимости от стадии ее эксплуатации. *Изв.НАНА. Науки о Земле*, 2, 25-31.

ГРИЦЕНКО, А.И., РЕМИЗОВ, В.В. и др. 1995. Руководство по восстановлению продуктивности газоконденсатных скважин. ВНИИГАЗ. Москва. 65с.

МИСКЕВИЧ, В.Е. 2006. Экспериментальное исследование растворимости конденсата, выделившегося в пласте. *Газовая промышленность*, 4, 42-46.

ФЕЙЗУЛЛАЕВ, Х.А., РЗАЕВА, В.Г. 2001. Адаптация гидродинамической модели по данным истории разработки газоконденсатной залежи. *Изв. НАНА. Науки о Земле*, 2, 19-21.

Рецензент: д.т.н. Т.С.Салаватов

© Р.А.Мусаев, С.З.Джафарлы, 2013

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ СМАЧИВАЕМОСТИ ПОРОДЫ НА КОЛИЧЕСТВО ОСТАТОЧНОЙ НЕФТИ, ИЗМЕНЕНИЕ ЕЕ УГЛЕВОДОРОДНОГО СОСТАВА И МЕЖФАЗНОЕ НАТЯЖЕНИЕ

Р.А.Мусаев, С.З.Джафарлы

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В статье представлены результаты экспериментального изучения влияния смачивающей способности поверхности пористой среды, составленной из кварцевого песка, на количество остаточной нефти и объем воды, вытесняющей нефть. Также показано влияние степени гидрофобности породы на состав и межфазное натяжение нефти в процессе ее фильтрации в пористой среде.

Как известно, современный этап развития нефтяной промышленности характеризуется осложнениями, связанными как с существующей диспропорцией между подготовкой запасов нефти и их извлечением, так и увеличением доли трудноизвлекаемых запасов. В связи с этим закономерности движения нефти в пласте и ее вытеснение из пористой среды наряду с объемными свойствами жидкостей и пород зависят от свойств пограничных слоев, соприкасающихся фаз и процессов, протекающих на поверхности контакта нефти, газа и воды с породой (Таиров, 1981), в том числе и от характера смачиваемости пород (Хижняк, 2002). При этом истинная смачиваемость коллектора зависит не только от свойств материала породы, но и от содержащихся в порах жидкостей (Мусаев, Керимова, 2001).

Отметим, что смачиваемость нефтесодержащих коллекторов является одним из главных показателей, определяющих взаимное распределение и течение нефти и воды в пласте. В системе порода-нефть-вода избирательное смачивание есть мера предпочтительности породы к нефти или к воде. Если порода гидрофильная, т.е. смачивается водой, то вода обычно занимает мелкие поры и контактирует с большей частью поверхности породы. В гидрофобной, т.е. смачивающейся нефтью, системе порода преимущественно контактирует с нефтью, которая занимает мелкие поры. Явление смачиваемости оказывает большое влияние на количество и распределение остаточной нефти в пласте (Гашимов, Мусаев, 1999).

Для изучения влияния свойств смачиваемости породы на остаточную нефть была проведена серия опытов на гидрофильных и искусственно гидрофобизированных насыпных моделях пористой среды. Гидрофобизация поверхности пористой среды в опытах производилась растворами асфальтенов, выделенных из нефти I горизонта месторождения Мишовдаг. О степени гидрофобности поверхности кварца судили по величине краевого угла смачивания. Методика измерения краевого угла смачивания заключается в следующем (Таиров, 1981): предварительно поверхность исследуемых пластинок кварца тщательно обрабатывалась хромовой смесью, а затем дистиллированной водой. При этом особое внимание уделялось чистоте пластинок, оцениваемой по истеканию пленки воды с ее поверхности. После этого кварцевые пластинки помещались в кювету с пресной, пластовой хлоркальциевой и пластовой гидрокарбонатной водами. Согнутым капилляром капля раствора гидрофобизатора различной концентрации подводилась снизу к поверхности кварцевых пластинок. По мере стягивания периметра смачивания замерялся краевой угол проведением касательной к поверхности капли и контролировался расчет его величины по формуле:

$$\operatorname{tg}\frac{\theta}{2}=\frac{2h}{d},$$

где h – высота капли, d – диаметр капли.

На основании полученных данных строились кривые зависимости краевого угла смачивания от концентрации раствора гидрофобизатора (рис.1).

Как видно из этих кривых, с увеличением концентрации асфальтенов в растворе краевые углы смачивания увеличиваются, а затем практически стабилизируются. Отметим, что на величину краевого угла смачивания поверхности кварцевых пластинок химический состав воды оказывает слабое влияние. Установлено, что оптимальной концентрацией для гидрофобизации поверхности пористой среды является 1,5-2,0%-ный раствор асфальтенов в бензоле.

В качестве породы был использован кварцевый песок. Для гидрофобизации гидрофильного естественного кварцевого песка 500 г песка помещали в 500 $см^3$ 2%-ного раствора асфальтена в бензоле. По истечении 48 часов излишек раствора сливался и песок высушивался.

Модель пористой среды представляла собой цилиндрическую трубу из оргстекла длиной 100 см, диаметром 2,5 см. Проницаемость по воздуху для гидрофильной пористой среды изменялась в пределах 0,8-0,9 $мкм^2$, а для гидрофобной – 1,0-1,2 $мкм^2$. Остаточная вода моделировалась пластовой щелочной и составляла для гидрофильной среды 32%, а для гидрофобной – 18% от объема пор. Пористая среда насыщалась нефтью месторождения Балаханы с вязкостью 6,35 мПа·с при 20^0С. Опыты проводились при температуре 20^0 с постоянной объемной скоростью вытеснения, равной 25$см^3$/час. В качестве вытесняющей жидкости была использована пресная вода.

Из рис. 2 следует, что в гидрофильной пористой среде безводный и конечный коэффициенты вытеснения соответственно равны 0,45 и 0,65, в гидрофобной пористой среде эти коэффициенты составляют 0,22 и 0,57. Как видно из сравнения этих кривых зависимостей, несмотря на большое отличие в безводных коэффициентах вытеснения (почти на 0,25), разница между остаточной нефтенасыщенностью гидрофильного (0,33) и гидрофобного пластов (0,41) составляет всего 0,08. Правда, в гидрофобных моделях в 2 раза возрастают объемы прокаченной через пористую среду воды для достижения окончательного значения остаточной нефти.

Изучено влияние гидрофильности и гидрофобности поверхности породы на состав исследуемой нефти после ее фильтрации через пористую среду.

Рассмотрение этой таблицы показывает, что при фильтрации нефти из пористой среды в значительной степени происходит количественное изменение в ее составе асфальтенов, смол и масляных фракций. Дан-

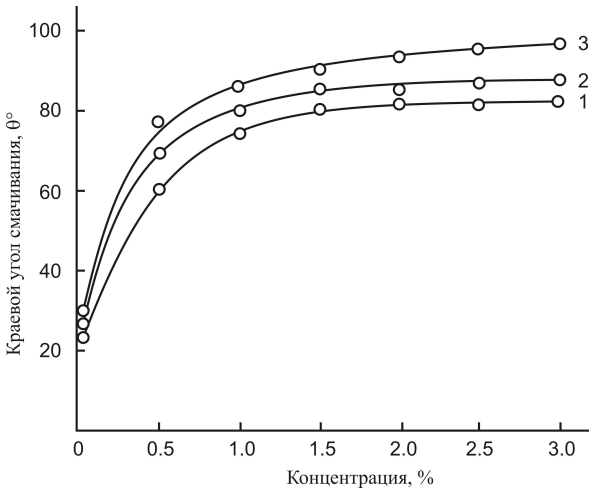


Рис. 1. Зависимость краевого угла смачивания поверхности кварца растворами асфальтенов на границе раздела с щелочной (1), жесткой (2) и пресной (3) водами

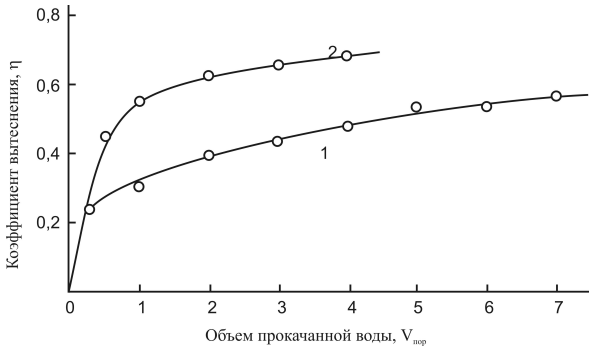


Рис. 2. Зависимость коэффициента вытеснения от объема прокаченной воды через гидрофобную (1) и гидрофильную (2) пористую среду

Выходы отдельных групп углеводородов, выделенных из нефти месторождения Балаханы, %

Состав	Исходная нефть	Нефть после фильтрации через гидрофильную пористую среду	Нефть после фильтрации через гидрофобную среду
Асфальтены	1,65	1,23	1,16
Смолы	24,39	15,93	10,16
Масла	73,96	82,84	87,89

ные таблицы показывают, что после фильтрации нефти через гидрофобную пористую среду содержание асфальтенов и смол в ней уменьшается, что указывает на увеличение их адсорбции по сравнению с гидрофильной пористой средой. Относительное содержание масел, наоборот, возрастает. Отметим, что при вытеснении нефти водой в пласте происходит изменение величины поверхностного натяжения на границе раздела фаз (Мусаев, Халилов, 1969). Величина поверхностного натяжения определяет степень диспергирования нефти в воде, условия прилипания капель нефти и воды к твердой поверхности. В связи с этим в процессе вытеснения нефти водой определялось влияние гидрофильности и гидрофобности поверхности пористой среды на величину межфазного натяжения на границе раздела вода-нефть. Использованная в опытах нефть месторождения Балаханы имела межфазное натяжение на границе с дистиллированной и пластовой щелочной водами соответственно: 38,0 и 22,0 мН/м. Результаты опытов приведены на рис.3, где по оси ординат отложена величина поверхностного натяжения в мН/м, а по оси абцисс – объем профильтрованной нефти.

Изменение величины межфазного натяжения в зависимости от объема профильтрованной нефти позволило сравнить характер адсорбции активных компонентов на различных по характеристике гидрофильных и гидрофобных породах. Увеличение величины межфазного натяжения в данном случае указывает на увеличение адсорбции из нефти активных компонентов.

Как видно из представленных кривых зависимостей $\sigma=f(V_{пор})$, с увеличением объема нефти в случае гидрофобной пористой среды (рис. 3, кривая 1) межфазное натяжение уменьшается; при фильтрации нефти в количестве 7-8 объемов порового пространства величина σ практически доходит до первоначального значения, что не наблюдается при наличии гидрофильной породы (кривая 2), где из-за интенсивной адсорбции требуется фильтрация 10-12 объемов пор нефти. Из этих опытов следует, что активные компоненты нефти менее интенсивно адсорбируются на поверхности гидрофобной породы.

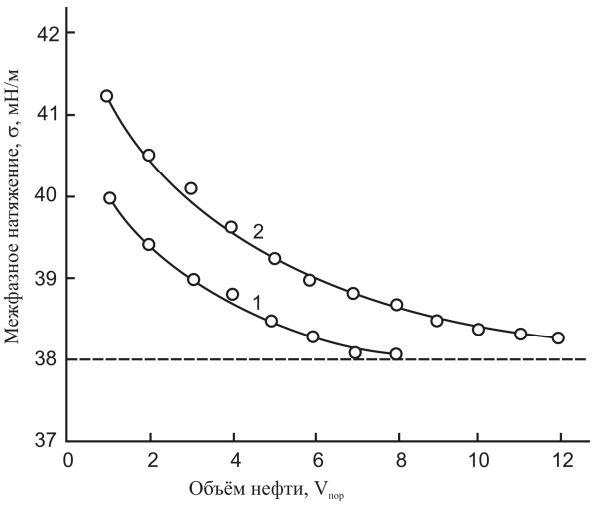


Рис. 3. Зависимость изменения величины межфазного натяжения нефти от ее объема, прошедшего через гидрофобную (1) и гидрофильную (2) пористую среду на границе раздела с дистиллированной водой

Таким образом, проведенные лабораторные эксперименты позволили сделать следующие выводы:

– показано, что количество остаточной нефти по мере увеличения степени гидрофобности пористой среды увеличивается;

– объем воды, закачиваемой в модель

пласта для достижения одной и той же величины коэффициента вытеснения нефти, возрастает при переходе от гидрофильной пористой среды к гидрофобной;

– смачиваемость поверхности пористой среды оказывает влияние на состав вытесненной нефти;

– установлено, что активные компоненты нефти в процессе ее фильтрации менее интенсивно адсорбируются на поверхности гидрофобной породы.

ЛИТЕРАТУРА

ГАШИМОВ, А.Ф., МУСАЕВ, Р.А. 1999. Влияние характеристики смачиваемости пород на остаточную нефтенасыщенность и распределение остаточной нефти. *Труды ИПГНМ,* 118-122.

МУСАЕВ, Р.А., КЕРИМОВА, Ф.Г. 2001. Исследование влияния смачивающей способности вытесняющего агента на фазовую проницаемость и коэффициент вытеснения нефти водой. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле,* 2, 70-73.

МУСАЕВ, Р.А., ХАЛИЛОВ, Э.Г. 1969. Об адсорбции активных компонентов при обработке призабойной зоны скважин нефтью. В кн.: *Разработка нефтяных и газовых месторождений Азербайджана*. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 112-116.

ТАИРОВ, Н.Д. 1981. Нефтеотдача глубокозалегающих пластов. Недра. Москва. 127.

ХИЖНЯК, Г.П. 2002. К вопросу определения смачиваемости пород-коллекторов. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*. ВНИИОЭНГ, Москва, 8, 44-47.

Рецензент: д.т.н. А.М.Мамедзаде

© Э.Б.Велиева, В.Н.Лунина, А.А.Адигезалова, Г.Т.Ахмедова, 2013

ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ПРОЦЕССА РАЗРАБОТКИ ЗАЛЕЖИ НЕФТИ СВИТЫ ПЕРЕРЫВА ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ МЕЛКОВОДНОЙ ЧАСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЮНЕШЛИ НА ОСНОВЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Э.Б.Велиева, В.Н.Лунина, А.А.Адигезалова, Г.Т.Ахмедова

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А
E-mail: gunayheydarova@mail.ru

В статье на основе анализа всей имеющейся геолого-промысловой и геофизической информации дается оценка выработанности залежи нефти свиты перерыва продуктивной толщи мелководной части месторождения Гюнешли. Определены параметры выработанности пластов на отдельных участках залежи и по разрезу свиты перерыва. Установлено, что наиболее выработанными являются блоки северного и южного полей залежи, наименьшими – блоки центрального поля. Анализ полученного материала показывает, что распределение коэффициента текущей нефтенасыщенности по разрезу не подчиняется определенной закономерности.

Из всех разрабатываемых месторождений, относящихся к ГНКАР, как известно, более 60% нефти с конденсатом добывается из мелководной части месторождения Гюнешли (Гюнешли$_{мелк}$). Целью данной работы является оценка выработанности нефти из залежи свиты перерыва (СП) продуктивной толщи (ПТ) месторождения Гюнешли$_{мелк}$ и выявление зон и интервалов с остаточным нефтенасыщением на основе анализа всей имеющейся геолого-промысловой и геофизической информации.

Как известно, важными параметрами выработанности нефтяных пластов являются коэффициенты вытеснения нефти ($К_{выт}$), охвата заводнением ($К_{охв}$) и определяемый по ним коэффициент нефтеотдачи пластов ($К_н$) (Вендельштейн, Резванов, 1978; Кошляк, Султанов, 1986; Хуснуллин, 1989):

$$К_н = К_{выт} * К_{охв}. \qquad (1)$$

Наиболее эффективными методами их определения являются геофизические методы исследования скважин (ГИС). При определении коэффициента нефтеотдачи по данным промысловой геофизики используют коэффициенты начальной и текущей нефтенасыщенности, а также величины начальной и заводненной мощностей пластов, от которых зависят коэффициенты вытеснения и охвата.

Коэффициенты вытеснения и охвата, исходя из их определения, представляются как

$$К_{выт} = \frac{K_{нг}^{нач} - K_{нг}^{тек}}{K_{нг}^{нач}}, \qquad (2)$$

$$К_{охв} = \frac{h^{тек}}{h^{нач}}, \qquad (3)$$

где $K_{нг}^{нач}$ и $K_{нг}^{тек}$ – соответственно начальное и текущее значения коэффициентов нефтенасыщенности и $h^{нач}$ и $h^{тек}$ – начальная нефтенасыщенная и заводненная мощности пластов.

Чтобы проследить за распределением параметров выработанности пластов, необходимо большое количество скважин, пробуренных и равномерно расположенных по площади на начальный и текущий периоды разработки. Следует отметить, что на месторождении Гюнешли$_{мелк}$ для успешного выполнения поставленной задачи с использованием геофизических методов на разрабатываемых участках на протяжении всего периода разработки проводится бурение новых скважин. С целью выполнения поставленной задачи определения параметров выработанности пластов СП был обработан геолого-геофизический материал по 104 скважинам, расположенным в различных тектонических блоках (рис.1).

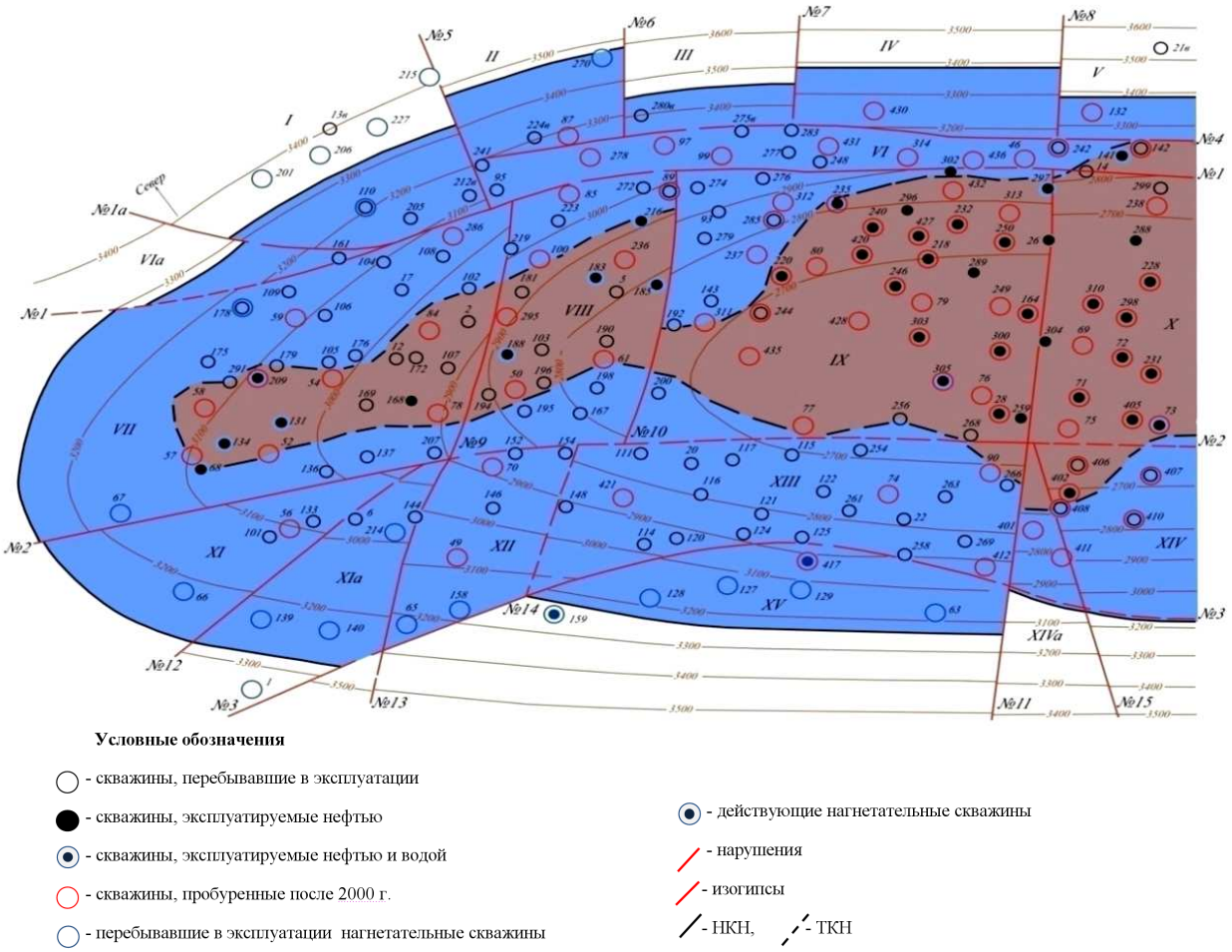


Рис. 1. Карта разработки свиты перерыва

Для определения коэффициента нефтенасыщенности принята зависимость

$$P_н = f(K_в), = \frac{1}{K_B^n}\ , \qquad (4)$$

где $P_н$ – параметр насыщения, $K_в$ – коэффициент водонасыщенности. Показатель смачиваемости n, входящий в указанную зависимость, принят равным 1,5 по аналогии с месторождением Нефт Дашлары. Полученные по этой зависимости значения коэффициентов нефтенасыщенности были сопоставлены с результатами опробования скважин, в результате чего было установлено критическое значение коэффициента нефтенасыщенности, равное 0,46, при котором пласт отдает нефть.

Весь период разработки залежи по истинным удельным сопротивлениям ($\rho_п$) разделен на начальный – с 1983 по 1998 гг. и текущий – с 1999 года по настоящее время. Коэффициенты нефтенасыщенности первого периода характеризуют начальную максимальную нефтенасыщенность, а второго – текущую, которая изменяется в широких пределах – от остаточной нефтенасыщенности до граничной и выше.

С целью количественной оценки параметров выработанности залежи свиты перерыва в блоках были выбраны пары скважин для попластового сопоставления по принципу – максимальная разница во времени окончания их бурения и минимальное расстояние между ними, не превышающее 250-300 м.

Коэффициент вытеснения определялся по вышеприведенной формуле (2). Что касается коэффициента охвата заводнением, то оценить его по данным ГИС крайне сложно из-за большой неоднородности разреза. Раз-

личие в коллекторских свойствах пластов и многопластовость залежи приводят к тому, что в разработке принимает участие не вся выделенная продуктивная мощность, что затрудняет выделение её заводненной части. Действительно, достаточно часты случаи, когда начальная нефтенасыщенная мощность равна текущей или они почти не отличаются при наблюдающейся частичной промытости интервала разреза ($К_{нг}^{тек} < К_{нг}^{нач} > К_{нг}^{гр}$), т.е. заводненную мощность, а следовательно, и коэффициент охвата оценить по мощности не всегда представляется возможным.

В связи с этим коэффициент охвата пластов заводнением с учетом приближенных для пластов условий принят равным от 0,25 для пластов с $К_{нг}^{тек} > 0,46$ до 0,75 для пластов с $К_{нг}^{тек} < 0,46$. Случаи, когда возможно определение коэффициента охвата по соотношению начальной и заводненной мощностей, подтверждают правильность условно принятых значений коэффициентов охвата.

В выбранных парах скважин проведено попластовое сопоставление, а также сопоставление по пачкам, подсвитам и свите перерыва в целом, в результате чего определены параметры, характеризующие выработанность. На рис.2 приводится пример сопоставления разрезов скважин 289 и 250 IX блока, а в табл.1 – результаты оценки коэффициентов выработанности пластов по этим скважинам.

Анализ полученного материала показывает, что распределение коэффициентов текущей нефтенасыщенности $К_{нг}^{тек}$ по разрезу не подчиняется определенной закономерности. В ряде скважин коэффициент текущей нефтенасыщенности $К_{нг}^{тек}$ в кровле свиты выше, чем в нижней части разреза. Например, в скважине 57 VII блока пачки C и D промыты, за исключением одного пласта в пачке D, а A и B насыщенны, в других скважинах $К_{нг}^{тек}$ в подошве свиты остаются высокими. Так, в скважине 78 VII блока пачки A и B в основном промыты, а C и D – насыщенны. Судя по $К_{нг}^{тек}$, промытыми является большинство пластов СП VI, XI, XII, XV блоков. В скважине 70 (XII блок, вскрыта неполная мощность СП) пачка B в основном промыта, а A – насыщенна; в скважине 74 XIII блока все пласты промыты, кроме пачки B, а в скважине 90 этого же блока пачки A и B – насыщенны, C – частично промыта, D – промыта и т.д. В этих блоках большинство пластов характеризуется значениями $К_{нг}^{тек} < К_{нг}^{гр}$ и, возможно, содержит на отдельных участках остаточную нефть. Полностью промытыми с $К_{нг}^{тек} << К_{нг}^{гр}$ являются пласты пачек A, B, C и D в скважине 56 XI блока и пачка D в скважине 436 VI блока. Группа пластов с $К_{нг}^{тек} > К_{нг}^{гр}$ и $К_{нг}^{тек} < К_{нг}^{гр}$ встречается в основном в пачках B, C и D в скважинах VI ,VII, VIII и XIII блоков. Во всех рассмотренных скважинах IX, X блоков пласты характеризуются $К_{нг}^{тек} > К_{нг}^{гр}$. В блоках VII, VIII, IX, X зоны с коэффициентами текущей нефтенасыщенности больше граничных распределяются по всему разрезу как в подошвенной, так и в средней и кровельной частях свиты.

По значениям текущей нефтенасыщенности пласты, выделенные в пачках свиты перерыва, можно разделить на 4 группы: I. Водонефтеносные с $К_{нг}^{тек} > К_{нг}^{гр} < К_{нг}^{нач}$ – частично промытые; II. Нефтеводоносные с $К_{нг}^{тек} < К_{нг}^{гр}$ – промытые, но с содержанием остаточной нефти; III. Смешанная группа пластов с $К_{нг}^{тек} > К_{нг}^{гр} < К_{нг}^{нач}$ и $К_{нг}^{тек} < К_{нг}^{гр}$; IV. Водоносные пласты с $К_{нг}^{тек} << К_{нг}^{гр}$ – полностью промытые.

Наименьшими значениями $К_{выт}$ (0,08-0,41) и соответственно $К_{н}$ (0,02-0,09) характеризуется I группа пластов с $К_{нг}^{тек} > К_{нг}^{гр} < К_{нг}^{нач}$, наибольшими – IV группа промытых пластов с $К_{нг}^{тек} << К_{нг}^{гр}$ ($К_{выт}$ – 0,71-0,78; $К_{н}$ – 0,42-0,56).

Определенный интерес представляет изучение изменения коэффициентов вытеснения в зависимости от сроков разработки на примере скважин VI, VII, VIII, IX блоков (рис.3). Так, в VI блоке одна из точек соответствует $К_{выт}$= 0,51, полученному при сопоставлении скважин 302 и 436, пробуренных соответственно в 2000 и в 2009 гг., а вторая соответствует $К_{выт}$ = 0,57, полученному при сопоставлении скважин 248 и 431 при времени окончания бурения 1992 и 2008 гг. Разница во времени окончания бурения этих пар скважин составляет 9 и 16 лет, т.е. $К_{выт}$ = 0,51 соответствует сроку разработки 9 лет, а $К_{выт}$ = 0,57 – 16 годам. Итак, изменение $К_{выт}$ от значения 0,51 до 0,57 соответствует разнице в сроках разработки в 7 лет. В пределах VII блока $К_{выт}$ изменяется от 0,25 до 0,37 независимо от разницы в годах окончания бурения пар скважин (от 18 до 26 лет).

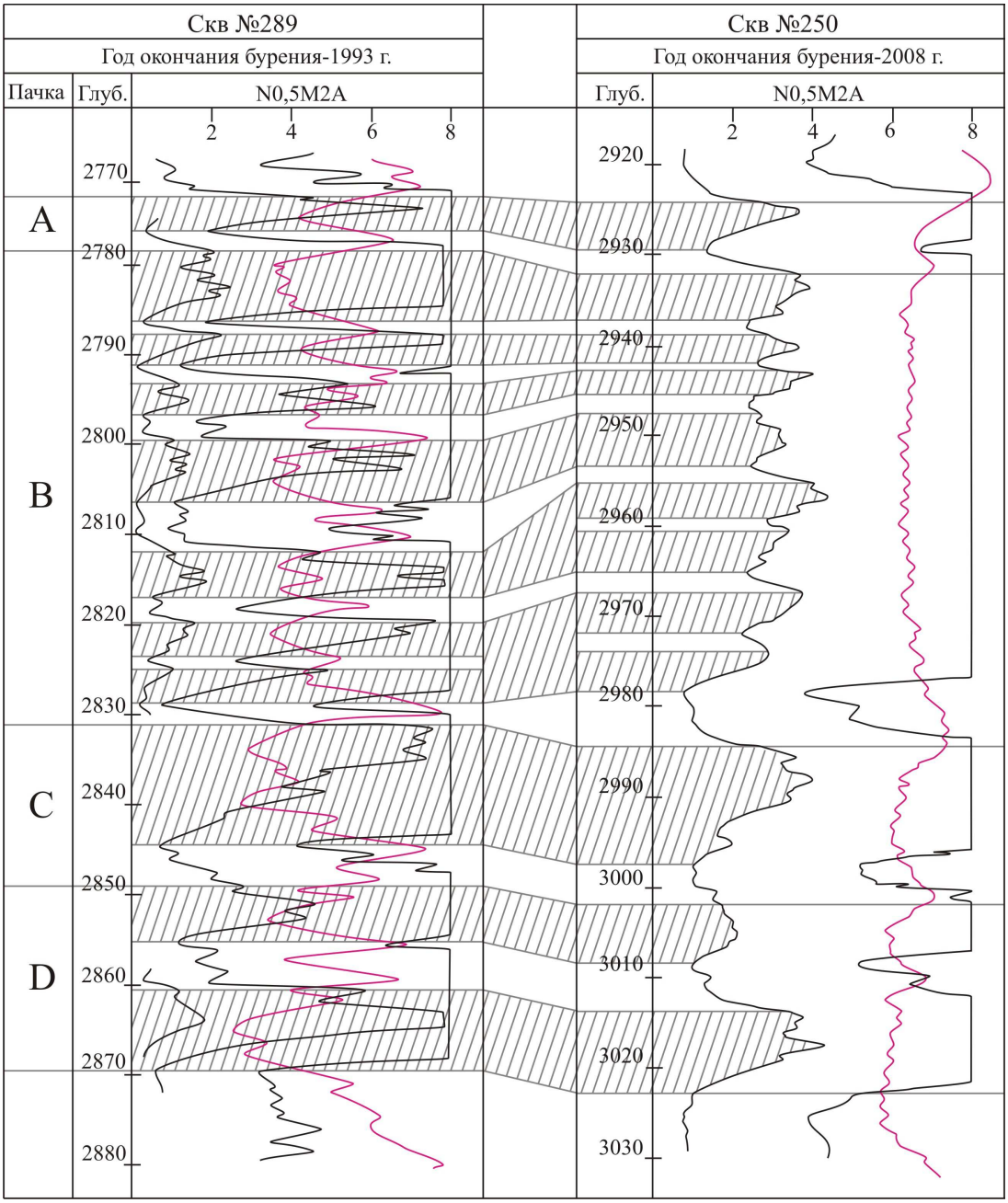


Рис. 2. Попластовое сопоставление разрезов скважин с целью определения параметров выработанности пластов

Исключение составляет область расположения скважин 68, 134 и 57 в юго-западной части блока, где при том же периоде разработки $К_{выт}$ изменился от 0,40 до 0,45. В VIII блоке сравнение двух пар скважин с годами окончания бурения в 23 и 27 лет показывает, что $К_{выт}$ увеличился с 0,22 до 0,31. В IX блоке в сопоставляемых скважинах, пробуренных до 2008 года с разницей в окончании бурения от 10 до 19 лет, коэффициент вытеснения изменяется от 0,08 до 0,22. За последний год в этом блоке происходит относительно более интенсивное изменение $К_{выт}$ до 0,32-0,38. Бурение скважин 312 и 313 в 2010 г. при сопоставлении их соответственно со скважинами 276 и 297 позволило выявить более промытые зоны в северо-восточной части блока в районе скважин 313, 297 с $К_{выт}$ = 0,34 и северной части блока в районе скважин 312, 276 с $К_{выт}$ = 0,38.

Таблица 1

Результаты оценки параметров выработанности

Блок IX														
скв. 289 Год окончания бурения 1993 г.						скв. 250 Год окончания бурения 2008 г.								
Пачка, горизонт	Интервал пласта,м	$h_{нг}$, м	$К_{нг}^{нач}$	$\Sigma h_{нг}$	$К_{нг}^{ср.}$	Интервал пласта,м	$h_{нг}^{тек}$, м	$К_{нг}^{тек}$	$\Sigma h_{нг}^{тек}$	$К_{нг}^{ср.тек}$	$К_{выт}$	$К_{выт}^{ср}$	$К_{охв}$	$К_{отд}$
А	2774-2778	4	0,79	4	0,79	2924-2930	6	0,68	6	0,68	0,14	0,14	0,25	0,04
В	2779-2787	8	87	34	0,83	2932-2937	5	0,71	30	0,69	0,2	0,17	0,25	0,04
	2788,5-2791,5	3	0,84			2939-2941	2	0,69			0,18			
	2794-2799	5	0,79			2943-2946	3	0,71			0,10			
		4	0,82			2949-2953	4	0,68			0,2			
	2814-2819	5	0,84			2955-2963	8	0,72			0,14			
	2820,4-2825,4	5	0,84			2967-2971	4	0,71			0,16			
	2825,6-2829,6	4	0,78			2973-2978	4	0,63			0,19			
СПв				38	0,82				36	0,69		0,16	0,25	0,04
С	2831-2844	13	0,84	13	0,84	2985-2998	13	0,68	13	0,68	0,19	0,19	0,25	0,05
Д	2851,8-2856,8	5	0,78	12	0,82	3003-3008	5	0,56	13	0,62	0,28	0,24	0,25	0,06
	2863-2870	7	0,84			3014-3022	8	0,68			0,19			
СПн				25	0,83				26	0,65		0,22	0,25	0,06
СП				63	0,82				62	0,71		0,18	0,25	0,05

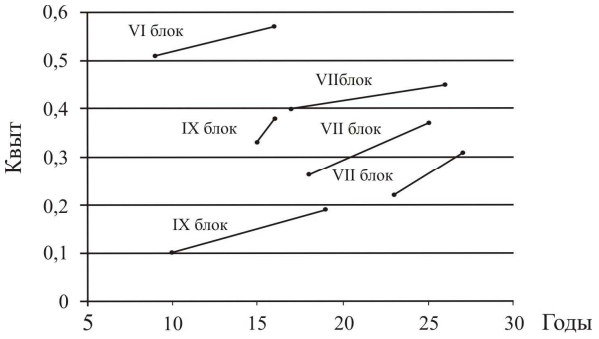
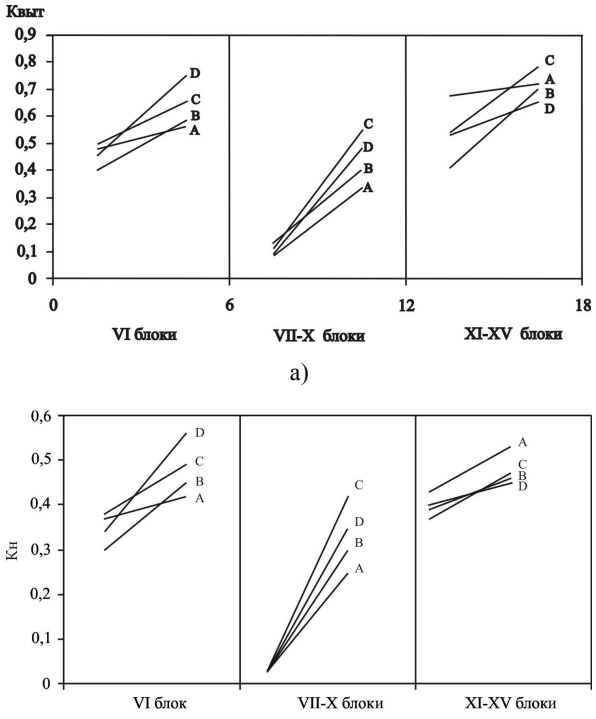


Рис. 3. Изменение $К_{выт}$ в зависимости от сроков разработки

Изменение $К_{выт}$ и $К_н$ наглядно показано на рис.4, где схематически представлено соотношение пределов изменения этих коэффициентов по пачкам СП в блоках, объединенных по степени выработанности. Как видно, наибольшими величинами $К_{выт}$ и $К_н$ характеризуются в основном пачки С и D блоков VI, XI, XIII и XV, наименьшими – пачки А и В блоков VII – X. В блоках VI, XI, XIII и XV $К_{выт}$ в целом по пачкам изменяется от 0,4 до 0,78 в отличие от блоков VII, VIII, IX, X, где $К_{выт}$ варьирует от 0,08 до 0,55. Пределы изменения $К_{выт}$ и соответственно $К_н$ самые низкие в пачке А блоков VI, XI, XIII и XV. Коэффициент нефтеотдачи по пачкам СП в блоках VI, XI, XIII и XV изменяется от 0,3 до 0,56 в отличие от блоков VII, VIII, IX, X, где $К_н$ варьирует от 0,03 до 0,42.



а)

б)

Рис. 4. Соотношение пределов изменения $К_{выт}$ (а) и $К_н$ (б) по пачкам и блокам СП, объединенных по степени выработанности

В табл.2 приведены пределы изменения полученных параметров, характеризующих выработанность отдельных зон по блокам.

Таблица 2

Пределы изменения $К_{выт}$ и $К_н$ по блокам

Блок	$К_{выт}$			$К_н$		
	СПв	СПн	СП	СПв	СПн	СП
VI	0,42-0,55	0,56-0,62	0,51-0,57	0,32-0,41	0,42-0,46	0,38-0,43
VII	0,22-0,38	0,21-0,54	0,25-0,45	0,06-0,28	0,05-0,40	0,06-0,28
VIII	0,19-0,33	0,26-0,30	0,22-0,31	0,05-0,16	0,06-0,08	0,06-0,12
IX	0,13-0,37	0,14-0,37	0,08-0,37	0,03-0,09	0,02-0,09	0,02-0,09
X	0,18	0,20	0,18	0,04	0,04	0,04
XI	0,7	0,74	0,73	0,42	0,45	0,44
XIII	0,22-0,49	0,53-0,54	0,39-0,52	0,06-0,24	0,40	0,20-0,32
XV	0,64	0,61	0,63	0,48	0,45	0,47

Таким образом, исходя из вышеизложенного, можно отметить следующее:

- определены параметры выработанности пластов на отдельных участках залежи и по разрезу СП на основании сопоставления скважин, пробуренных в начальный и текущий периоды разработки;
- установлено неравномерное распределение коэффициентов текущей нефтенасыщенности как по разрезу, так и по площади. К наиболее выработанным относятся блоки северного и южного полей залежи, к наименее – блоки центрального поля (VII, VIII, IX, X), в которых пласты пачек A, B, C и D на текущий момент характеризуются значениями: $Кнг^{тек} > Кнг^{гр} < Кнг^{нач}$. В блоках VI, XI, XIII большинство пластов имеют значения $Кнг^{тек} < Кнг^{гр}$, то есть они промыты, но содержат, возможно, остаточную нефть, за исключением полностью промытых пластов, в которых $Кнг^{тек} << Кнг^{гр}$;
- к наименее выработанным блокам относятся пласты-коллекторы в блоках IX, X, где $К_{выт}$ в среднем колеблется в пределах 0,08-0,22, $К_{н}$ = 0,04-0,09;
- с целью определения более точного значения коэффициента нефтеотдачи целесообразно расширить комплекс геофизических исследований скважин, используя ИННК и ННК.

ЛИТЕРАТУРА

ВЕНДЕЛЬШТЕЙН, Б.Ю., РЕЗВАНОВ, Р.А. 1978. Геофизические методы определения параметров нефтегазовых коллекторов. Недра. Москва. 318с.

КОШЛЯК, В.А., СУЛТАНОВ, Т.А. 1986. Изучение нефтеотдачи пластов методами промысловой геофизики. Недра. Москва. 198с.

ХУСНУЛЛИН, М.Х. 1989. Геофизические методы контроля разработки нефтяных пластов. Недра. Москва. 190с.

Рецензенты: член-корр. НАН Азербайджана П.З.Мамедов, д.т.н. В.М. Сеидов

© В.М.Фаталиев, Н.Н.Гамидов, Г.Г.Мамедова, О.И.Гейдаров, 2013

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ПЛОТНОСТИ ОСТАВШЕГОСЯ В ПЛАСТЕ КОНДЕНСАТА НА ПОКАЗАТЕЛИ ПРОЦЕССА ЕГО ИСПАРЕНИЯ

В.М.Фаталиев[2], Н.Н.Гамидов[2], Г.Г.Мамедова[1], О.И.Гейдаров[2]

1 – *Институт геологии НАН Азербайджана*
AZ1143, Баку, просп.Г.Джавида,29А,

2 – *НИПИ «Нефтегаз»*
AZ1012, Баку, ул. Зардаби, 88

В статье рассматриваются методические вопросы определения плотности оставшегося в пласте конденсата и ее влияния на эффективность воздействия на призабойную зону скважины «сухим» углеводородным газом.

В работе (Абасов и др., 1998) показано, что на эффективность процесса обработки призабойной зоны скважины газами различного состава, в частности «сухим» углеводородным газом, кроме конденсатосодержания, температуры, давления, темпа закачки и т.д., существенное влияние может оказать плотность конденсата.

В другой работе (Abasov et al., 1998) нами подробно изложены результаты экспериментального изучения влияния плотности конденсата на показатели процесса испарения в бомбе pVT. При этом, искусственно изменяя плотность конденсата в пределах 745-810 кг/м^3 при постоянной температуре 100°C, показано, что зависимость количества испарившегося конденсата от его плотности носит нелинейный характер и только в начальной части кривой в интервале плотностей 745-755 кг/м^3 наблюдается искривленность графика, а в интервале плотности 755-810 кг/м^3 зависимость прямолинейная с небольшим уклоном.

Опыты по изучению степени испаряемости конденсата «сухим» углеводородным газом в бомбе pVT при значениях температуры 60°, 80°, 100° и 120°C показали, что с ее ростом от 60 до 120°C конденсатоотдача увеличивается от 19 до 25,4%. При этом плотность остатка конденсата в бомбе pVT увеличивается от 783,5 до 793,2 кг/м^3.

В работах по воздействию на призабойную зону газоконденсатной скважины газами различного состава, в том числе «сухим» углеводородным, представляет несомненный интерес изучение физических свойств оставшегося конденсата.

В экспериментах в бомбе pVT измерение плотности остатка конденсата не составляет большого труда, так как после завершения работ по испарению конденсата «сухим» углеводородным газом бомба pVT освобождается от растворенного газа и после стабилизации конденсата при нормальных условиях проводятся соответствующие физико-химические исследования.

Определенные трудности подобные исследования создают в условиях пористой среды, так как прямые измерения плотности оставшегося конденсата после каждого опыта не представляются возможными. Между тем наличие этой информации является весьма важным при планировании работ по воздействию на призабойную зону газоконденсатной скважины в реальных условиях.

Учитывая сказанное, нами изучалось влияние начальной плотности конденсата и его остатка после истощения газоконденсатной залежи на интенсивность испарения конденсата. В экспериментах использовались пробы конденсата и газа из скв.46 залежи VII горизонта месторождения Булла-дениз. В опытах изменение плотности конденсата VII горизонта было достигнуто смешиванием его продукции с таковыми из скважин VIII горизонта.

Количество опытов определялось методом планирования экспериментов по методике (Протодьяконов, Тедер, 1970). При этом исследовалось влияние пористости и степени

обводненности пласта, температуры и плотности конденсата на количество добываемого испарением конденсата. Ниже рассматриваются результаты одного из 25 проведенных экспериментов.

Эксперимент проводился в модели пласта, состоящей из кварцевого песка различного помола пористостью 24,12%, с содержанием остаточной воды 20%. При этом конденсатосодержание системы имело значение 150 г/м^3, плотность конденсата – 737,9 кг/м^3. Процесс дифференциальной конденсации проводился в интервале давлений 30,0-6,0 МПа при постоянной температуре 110°С.

Нами изучался процесс истощения залежи и изменение плотности оставшегося в модели пласта конденсата после каждой ступени снижения давления в указанном выше интервале. Полученные при этом экспериментальные данные приведены в таблицах 1 и 2.

Таблица 1

Сведения о полученных результатах в процессе дифференциальной конденсации в модели пласта

Ступени снижения давления, МПа	Количество добытого		Плотность добываемого конденсата (кг/м^3)	Текущая конденсатоотдача (%)
	газа (10^{-3} м^3)	конденсата (10^{-6} м^3)		
30,0-24,0	19	3,3	737,91	11,3
24,0-18,0	22	3,7	730,44	12,67
18,0-12,0	26	2,7	724,61	9.25
12,0-6,0	28	1,05	719,82	3,42
Сумма	95	10,75	-	36,64

Таблица 2

Сведения о составе газов при дифференциальной конденсации системы в модели пласта

Ступени снижения давления, МПа	Газоконденсатная система	Компонентный состав газоконденсатной системы									Количество C_{5+} (г/м^3)
		C_1	C_2	C_3	i-C_4	n-C_4	i-C_5	n-C_5	C_{6+}	CO_2	
30,0-24,0	Сепарация	90,01	7,84	1,07	0,24	0,35	0,15	0,13	0,04	0,17	9,8
	Дегазация	73,37	10,74	6,45	2,04	3,78	1,70	0,95	0,34	0,63	91,5
24,0-18,0	Сепарация	91,00	7,15	1,05	0,19	0,27	0,10	0,06	0,02	0,16	5,5
	Дегазация	69,95	11,41	8,3	2,10	3,80	1,72	1,23	0,80	0,67	115,8
18,0-12,0	Сепарация	90,94	6,9	1,14	0,25	0,35	0,11	0,09	0,04	0,18	7,4
	Дегазация	69,84	12,00	8,2	2,13	4,03	1,52	0,94	0,81	0,53	102,6
12,0-6,0	Сепарация	89,91	8,00	1,06	0,25	0,35	0,15	0,11	0,05	0.,12	9,6
	Дегазация	71,67	10,62	7,77	2,45	3,98	1,55	0,93	0,39	0,64	88,2

Как видно из полученных результатов, данные пористой среды существенно отличаются от таковых pVT-бомбы, и изменение основных параметров процесса подчиняется общепринятым закономерностям.

Как было сказано выше, прямое измерение величины плотности конденсата, оставшегося в модели пласта, весьма трудная задача. Но эту задачу можно решить на основании уравнения материального баланса (Абасов и др., 2011б), имея сведения о плотности конденсата при нормальных условиях или массе исходного и добываемого конденсата на каждой ступени изменения давления в процессе истощения газоконденсатной залежи. Допустим, что при составлении рекомбинированной системы использован конденсат массой $m_{нач.}$, объемом $v_{нач.}$ и плотностью $\rho_{нач.}$ и она приведена в однофазное газовое состояние поднятием давления в pVT-бомбе (или модели пласта). Попытаемся определить плотность конденсата после первого этапа снижения давления, для чего воспользуемся уравнением материального баланса:

$$m_{нач.} = m_{доб.1} + m_{ост.1}. \quad (1)$$

Здесь, $m_{ост.1}$ – масса оставшегося конденсата в нормальных условиях после первого этапа снижения давления, в кг; $m_{доб.1}$ – масса добытого стабильного в паровой фазе в газе сепарации и дегазации конденсата.

Если заменить массу конденсата через его объем и плотность, тогда:

$$\rho_{нач.} \cdot V_{нач.} = \rho_{доб.1} \cdot V_{доб.1} + \rho_{ост.1} \cdot V_{ост.1}. \quad (2)$$

Здесь $\rho_{доб.1}$, $\rho_{ост.1}$ – плотности добытого и оставшегося конденсата в нормальных условиях, в кг/м^3; $V_{доб.1}$, $V_{ост.1}$ – объемы добытого и оставшегося конденсата в нормальных условиях, в м^3.

Зная, что $V_{нач.} = V_{доб.1} + V_{ост.1}$, плотность оставшегося в pVT-бомбе (или модели пласта) конденсата после первой ступени снижения давления можно найти из:

$$\rho_{ост.1} = \frac{\left[\rho_{нач.}(V_{доб.1} + V_{ост.1}) - \rho_{доб.1} \cdot V_{доб.1}\right]}{V_{ост.1}}. \quad (3)$$

После некоторого преобразования формулу (3) можно записать для любой ступени снижения давления в виде:

$$\rho_{ост.i} = \rho_{ост(i-1)} + \frac{V_{доб.i}(\rho_{ост(i-1)} - \rho_{доб.i})}{V_{ост.i}}. \quad (4)$$

Здесь $\rho_{ост.i}, \rho_{доб.i}$ – плотности стабильного конденсата, добытого и оставшегося конденсата в модели пласта на любой i-той ступени давления, в кг/м^3; $V_{ост.i}, V_{доб.i}$ – объемы в нормальных условиях оставшегося и добытого конденсата на любой ступени снижения давления, в м^3.

Используя сведения, приведенные в таблицах 1 и 2, можно определить плотность стабильного конденсата, оставшегося в модели пласта после каждой ступени давления, по формуле (4).

На рис.1 представлена динамика изменения плотности оставшегося в модели пласта и добытого конденсата в зависимости от давления.

Как видно из рис.1, плотность добываемого конденсата в процессе дифференциальной конденсации постепенно снижается от 737,91 до 719,81 кг/м^3, а оставшегося возрастает. Это, безусловно, связано с процессом ретроградной конденсации, имеющим место при истощении залежи в модели пласта, и эта тенденция продолжается, как правило, до достижения давления максимальной конденсации системы.

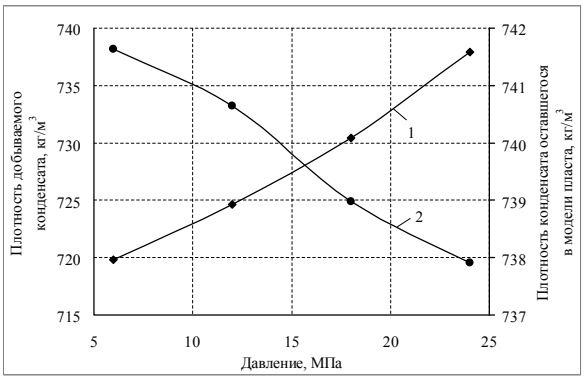


Рис. 1. Зависимость плотности добытого (1) и оставшегося (2) конденсата от давления

После достижения величины давления максимальной конденсации и последующего его снижения количество добываемого конденсата несколько убывает. В отличие от вы-

шеприведенной тенденции плотность оставшегося в модели пласта конденсата в процессе дифференциальной конденсации системы увеличивается по прямолинейному закону. Но как видно из рис.1, по мере приближения к значению давления начала конденсации интенсивность темпа повышения плотности конденсата ослабевает.

Как показывает практика, повышение плотности оставшегося в пласте конденсата продолжается и после достижения значения давления максимальной конденсации системы. Это происходит за счет обратного испарения и добычи сравнительно легких компонентов жидкого конденсата.

Таким образом, становится очевидным, что одним из факторов, влияющих на компонентоотдачу газоконденсатной залежи, эксплуатирующейся в режиме истощения, является уменьшение количества растворенного газа в жидкой фазе из-за увеличения ее плотности. Учитывая это, рассмотрим влияние начальной величины плотности стабильного конденсата на конечную конденсатоотдачу залежи в режиме истощения в виде зависимостей конденсатоотдачи от пористости (m), количества остаточной воды (φ), температуры пласта (T) и плотности конденсата (ρ), в которых использованы некоторые результаты экспериментальных исследований, приведенных в (Абасов и др., 2011а, б):

$$\eta = f(m, \varphi, T, \rho).$$

Здесь, оставляя некоторые параметры постоянными (m=0,2, φ=20%, начальное конденсатосодержание 150 г/м^3), проанализировано влияние плотности (начальное) стабильного конденсата на конечную конденсатоотдачу залежи в режиме истощения. Учитывая сильное влияние температуры на интенсивность растворения газа в жидкой фазе, а также на ее плотность, интервал ее изменения принят как 80-110°C и введен в расчетную схему. На основании этих расчетов построены зависимости, показанные на рис.2.

Как видно из рис.2, начальное значение плотности стабильного конденсата резко влияет на конечную конденсатоотдачу залежи, то есть при постоянном значении температуры (в интервале 80-110°C) увеличение плотности конденсата от 700 до 800 кг/м^3 прямолинейно уменьшает конечную конденсатоотдачу до 18,1% независимо от величины температуры. Из данного рисунка также видно, что при постоянном значении плотности конденсата (в интервале 700-800 кг/м^3) изменение температуры от 80 до 110°C приводит к росту конечной конденсатоотдачи на 9%.

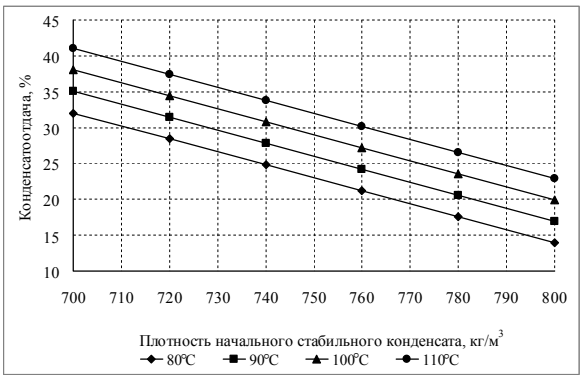


Рис. 2. Влияние начальной плотности конденсата в системе на конечную конденсатоотдачу при различных температурах

Известно, что увеличение плотности оставшегося в пласте конденсата в процессе дифференциальной конденсации системы происходит за счет повышения концентрации более тяжелых компонентов в жидкой фазе, что приводит к повышению давления начала конденсации системы и отрицательно отражается на конденсатоотдаче газоконденсатной залежи. Это означает, что на завершающей стадии процесса истощения газоконденсатной залежи наряду с ростом значения газоконденсатного фактора будет учитываться величина давления начала конденсации из-за повышения плотности конденсата. Кроме того, увеличение плотности конденсата ухудшает взаиморастворимость жидкой и газовой фаз. Сказанное является одной из основных причин снижения испаряемости конденсата с повышенной плотностью в призабойной зоне скважины под воздействием «сухого» газа. Но этого недостаточно, чтобы обнаружить одну из вышеприведенных зависимостей. В экспериментальных исследованиях вначале давление поднималось ступенями до 30,0 МПа и после установления термодинамического равновесия дифференциально снижалось до 6,0 МПа с обязательным отбором проб и исследованием их физико-химических

и термодинамических свойств. Затем при давлении 6,0 МПа в бомбу pVT подкачивался «сухой» газ, и тем самым давление повышалось до 8,0 МПа при дальнейшем его дифференциальном снижении до 6,0 МПа. Таким образом, было исследовано влияние плотности стабильного конденсата (начальная плотность), пластовой температуры, коллекторских свойств пористой среды и количества остаточной воды на испаряемость оставшегося в пласте конденсата. Используя полученные результаты при постоянстве пористости (0,2), количества остаточной воды (20%), конденсатосодержания (150 г/м^3), температуры пласта (100^{0}C), рассматривалось влияние только начальной плотности конденсата на данный процесс. Полученные результаты представлены на рис.3.

Как видно из рис.3, на интенсивность испарения конденсата на заключительном этапе истощения (8,0-6,0 МПа) после воздействия «сухим» газом существенно влияет его начальная плотность, она также отрицательно влияет на конечную конденсатоотдачу, уменьшая ее значение.

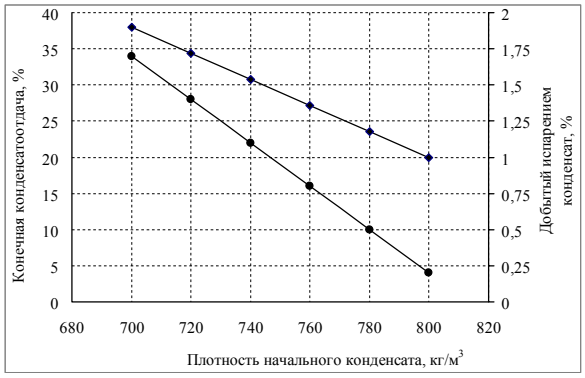


Рис. 3. Зависимость суммарного количества конденсата, добытого истощением (1) и испарением (2), от начальной (исходной) плотности конденсата

Так, при увеличении начальной плотности конденсата от 700 до 800 кг/м^3 конечная конденсатоотдача снижается почти вдвое (от 38,03 до 19,93%), и в соответствии с этим количество добытого испарением конденсата тоже снижается от 1,75 до 0,2%.

Таким образом, на основании экспериментальных и аналитических исследований установлено, что наличие в составе исходной системы конденсата с повышенной плотностью за счет увеличения давления начала конденсации системы ухудшает показатели эксплуатации залежи. Кроме того, при разработке таких залежей в режиме истощения повышение плотности оставшегося в пласте конденсата с уменьшением пластового давления увеличивает его ретроградные потери вследствие интенсификации процесса конденсации, который понижает конечную величину конденсатоотдачи. В этом случае из-за повышенной плотности конденсата или наличия в нем более тяжелых компонентов существенно снижается эффективность метода воздействия на этот конденсат газами различного состава, основанного на эффекте испарения.

Выводы:

1. Решены методические вопросы определения плотности оставшегося в пласте конденсата в процессе разработки залежи, которые могут способствовать управлению процессом воздействия на залежь.
2. При повышении начальной плотности конденсата конечная величина конденсатоотдачи залежи существенно снижается, что отражается и на показателях воздействия на залежь различными газами.

ЛИТЕРАТУРА

АБАСОВ, М.Т., АББАСОВ, З.Я., АБАСОВ, Ш.Д., ГАМИДОВ, Н.Н. 1998. Исследование влияния различных факторов на испаряемость углеводородных конденсатов. *Известия АН Азербайджана. Науки о Земле*, 2, 48-53.

АБАСОВ, М.Т., АББАСОВ, З.Я., ФАТАЛИЕВ, В.М. и др. 2011а. Уравнение дифференциальной конденсации газоконденсатной системы с учетом пластовых условий. *АНХ,* 9, 22-25.

АБАСОВ, М.Т., АББАСОВ, З.Я., ФАТАЛИЕВ, В.М. и др. 2011б. Экспериментальное изучение показателей воздействия на призабойную зону газоконденсатной скважины в зависимости от ее эксплуатации. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 2, 25-35.

ПРОТОДЬЯКОНОВ, М.М., ТЕДЕР, Р.И. 1970. Методика рационального планирования экспериментов. Недра. Москва. 76с.

ABASOV, M.T., ABBASOV, Z.Y., ABASOV, Sh.D. 1998. Study of hydrocarbon condensate evaporation. *Proceeding of the 2nd International Non-Renewable Energy Sources Congress,* 1, Tehran, Iran, 12-16 December, 258-265.

Рецензент: д.т.н. Т.А.Самедов

© E.S.Bədəlov, 2013

ABŞERON İQTİSADİ RAYONUNDA ŞƏHƏR MƏSKUNLAŞMASININ PROBLEMLƏRİ

E.S.Bədəlov

Azərbaycan MEA akad. H.Ə.Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu
Az 1143, Bakı, H.Cavid prosp., 31

Abşeron iqtisadi rayonunda yüksək urbanizasiya intensiv şəhərsalma prosesləri ilə müşayiət olunur. İqtisadi rayonda ölkənin ümumi əhalisinin 28,7%-i, o cümlədən şəhər əhalisinin 53,4%-i yaşayır. Bakı aqlomerasiyası, əhalisinin sayı 2,6 milyon nəfər olmaqla, böyük məskunlaşma mərkəzinə çevrilib, Sumqayıt və Xırdalan kimi peyk şəhərlərini və 70-ə yaxın qəsəbəni birləşdirir. Müasir dövrdə neft-qaz sənayesinin inkişafı bu ərazidə istehsalın təmərküzləşməsinə və infrastrukturun formalaşmasına təkan verərək aqlomerasiyanın davamlı inkişafına və demoqrafik proseslərin sürətlənməsinə səbəb olmuşdur.

Azərbaycanda şəhər məskunlaşmasının inkişafını təbii və iqtisadi-sosial potensial, iqtisadi-coğrafi mövqe, nəqliyyat kimi amillər müəyyən edir. Bakı neft sənayesinin inkişafı əsasında XIX əsrin sonunda böyük bir şəhər kimi, XX əsrin əvvəllərində isə şəhər aqlomerasiyası kimi dinamik inkişaf etmişdir. Neft-qaz hasilatının müasir dövrdə yenidən yüksəlişi, bu sənayenin bazasında fəaliyyətdə olan, ona xidmət edən istehsal və sosial infrastruktur şəbəkəsinin inkişafı Bakı aqlomerasiyasında şəhər məskunlaşmasını yeni modernləşmə mərhələsinə keçirmişdir. Bakının Xəzərin sahilində ən böyük liman və paytaxt statusunu yerinə yetirməsi, mühüm nəqliyyat qovşağı olması təbii-coğrafi şəraitlə birlikdə Abşeronun iqtisadi-coğrafi mövqeyini əlverişli edir.

Abşeron iqtisadi rayonunun sahəsi 5420 km^2 olub, 2012-ci ildə əhalisi 2651,4 min nəfər, o cümlədən şəhər əhalisi 2610,2 min nəfər təşkil etmişdir (Azərb. əhalisi..., 2012). İqtisadi rayonun urbanizasiya səviyyəsi 98,5%, ölkənin bütün şəhər əhalisinə görə payı isə 53,4%-dir. Regionda şəhər əhalisinin 60,3%-i şəhərlərdə, 39,7%-i qəsəbələrdə yaşayır. İqtisadi rayonun bütün şəhər əhalisində Böyük Bakının payı 81,3%, o cümlədən ancaq şəhərin payı 45,8%, qəsəbələrin payı isə 35,5%-ə bərabərdir (1-ci cədvəl). Abşeron iqtisadi rayonunun tərkibində 1990-cı ildə Xızı inzibati rayonu yaradılmış, 1991-ci ildə Xızı, Altıağac, Giləzi və Şurabad kəndlərinə qəsəbə statusu verilmişdir. 1990-cı ildə Bakının Nizami rayonunda yerləşən Keşlə, Səbail rayonundakı Badamdar, Xəzər rayonunda Şağan və Qaradağ rayonunda salınan Müşviqabad qəsəbə statusu aldı. İqtisadi rayonda yerləşən 72 qəsəbədən 59-u Bakı şəhər ərazi dairəsinə (ə/d), ikisi Sumqayıt şəhər ə/d-nə, yeddisi Abşeron rayonuna və üçü Xızı rayonuna aiddir. Binəqədi rayonunda Sulutəpə və 28 May, Qaradağ rayonunda Ümid, Kotal, Baş Ələt, Şıxlar və Heybət, Abşeron rayonunda Mehdiabad və Aşağı Güzdək qəsəbələri yeni salınmışdır. Xırdalana 2006-cı ildə, Xızı qəsəbəsinə 2008-ci ildə şəhər statusu verilmişdir. 2012-ci ildə iqtisadi rayonda 4 şəhər olmuşdur (Bədəlov, 2013a).

Müasir dövrdə Abşeron iqtisadi rayonunda urbanizasiyanın ərazi strukturunun tədqiqi göstərir ki, Bakı aqlomerasiyasında "yalançı urbanizasiya" prosesi, yəni şəhərətrafı qəsəbələrdə əhali artımı daha sürətlə gedir. İndiyə qədər Abşeronun qəsəbələri Bakı və Sumqayıt üçün əmək ehtiyatları bazası rolunu oynayırdısa, 2000-ci illərdə qəsəbələrdə yeni istehsal və xidmət sahələrinin, nəqliyyat-kommunikasiya sistemlərinin yaradılması, enerji, su, qaz, istilik təminatının yenidən qurulması şəhərətrafı məskunlaşmanın daha sürətlə inkişafına təkan vermişdir. Bakı şəhərinin mərkəzində yenidənqurma işlərinə görə seliteb sahələr (tikinti üçün yerlər) azalır, yerində isə mədəni landşafta aid olan istirahət parkları, xiyabanlar, fəvvarələr, idman-sağlamlıq mərkəzləri salınır. Şəhərin Nizami, Xətai və Nərimanov rayonlarında olan və geniş əraziləri tutan istehsal müəssisələrinin şəhərətrafı qəsəbələrə köçürülməsi prosesi həyata keçirilir. Bakının Qaraşəhər ərazisində Ağ şəhərin salınması bu tədbirlərin bir hissəsidir. Son illərdə iqtisadi rayonlar üzrə sənayenin ərazi strukturunda baş verən dəyişikliklər Abşeronun rolunun artması ilə nəticələnmişdir.

1-ci cədvəl

İqtisadi rayonun şəhər və qəsəbələrində əhalinin sayı (min nəfərlə)

İnzibati ərazilər	1999		2009		2012		1999-2012		Əhali artımında payı,%
	Əhalinin sayı	Payı, %	Əhalinin sayı	Payı, %-lə	Əhalinin sayı	Payı, %-lə	Artım, dəfə	Artım tempi, saya görə	
Böyük Bakı	1789,1	83,7	2045,8	81,2	2122,3	81,3	1,19	333,2	70,6
Bakı ş.	1084,5	50,7	1140,8	42,3	1194,8	45,8	1,10	110,3	23,4
Qəsəbələr	704,6	33,0	905,0	35,9	927,5	35,5	1,32	222,9	47,2
Sumqayıt ş. ə/d	283,2	13,2	309,5	12,3	318,7	12,2	1,13	35,5	7,5
Sumqayıt ş.	256,8	12,0	276,1	11,0	284,6	10,9	1,11	27,8	5,9
Qəsəbələr	26,4	1,2	33,4	1,3	34,1	1,3	1,29	7,7	1,6
Abşeron r-nu	58,8	2,8	157,4	6,2	161,5	6,2	2,75	102,7	21,8
Xırdalan ş.	-	-	91,6	3,6	93,6	3,6	-	-	-
Qəsəbələr	58,8	2,8	65,8	2,6	67,9	2,6	-	-	-
Xızı rayonu	7,0	0,3	7,5	0,3	7,7	0,3	1,10	0,7	0,1
Şəhər əhalisi	-	-	1,3	0,05	1,3	0,05	-	-	-
Qəsəbələr	7,0	0,3	6,2	0,25	6,4	0,25	-	-	-
İqtisadi rayon	2138,1	100	2520,2	100	2610,2	100	1,22	472,1	100
Şəhər əhalisi	1341,3	62,7	1509,8	59,9	1574,3	60,3	1,17	233,0	49,3
Qəsəbələr	796,8	37,3	1010,4	40,1	1035,9	39,7	1,30	239,1	50,7
Azərbaycan R.	4053,6	100	4739,1	100	4888,7	100	1,21	835,1	100
Şəhər əhalisi	3073,6	75,8	3696,5	78	3617,6	74	1,18	544,0	65,1
Qəsəbələr	980,0	24,2	1042,6	22,0	1271,1	26	1,30	291,1	34,9

Cədvəlin tərtibində "Azərbaycan Respublikası əhalisinin 1999, 2009-cu illərin siyahıyaalma materialları, DSK 2012" statistik məcmuələrindən istifadə edilmişdir.

Abşeronda şəhər məskunlaşmasının inkişafının sürətlə getməsi və 2005-ci ildən sonra iqtisadi islahatlar aparılması 2006-cı ildə "Bakı şəhərinin qəsəbələrinin 2006-2007-ci illər üzrə sosial-iqtisadi inkişafının sürətləndirilməsinə dair Tədbirlər Proqramı", 2009-cu ildə "Azərbaycan Respublikası regionlarının 2009-2013-cü illərdə sosial-iqtisadi inkişafına dair Dövlət Proqramı" və "2011-2013-cü illərdə Bakı şəhərinin və onun qəsəbələrinin sosial-iqtisadi inkişafına dair Dövlət Proqramı"nın icrası ilə bağlıdır (Bakı şəhərinin..., 2013). Abşeron iqtisadi rayonunda müasir dövrün tələblərinə cavab verən nəqliyyat-kommunikasiya sistemi, yeni istehsal və xidmət sahələrinin yaradılması, onların xammal, enerji, istilik, təbii qaz və su təminatı, anbar xidmətinin yüksək səviyyədə qurulması davamlı olaraq dövlət tərəfindən proqramların həyata keçirilməsi ilə əlaqədar olmuşdur. Bakıda və ətraf rayonlarda tikinti-quruculuq işlərinin genişləndirilməsi, sənaye obyektlərinin burada cəmlənməsi ölkənin sənaye potensialının 90%-dən çoxunun, bu sahədə çalışanların isə 70%-nin burada yerləşməsinə səbəb olmuşdur. Xüsusilə neft-qaz sənayesinin inkişafı və hasilatının artımı sənayenin əksər sahələrinin Abşeronda cəmlənməsinə şərait yaradan əsas amillərdir (Eminov, 2010). Bu səbəbdən xarici şirkətlərin maliyyə-texniki yardımı və iştirakı ilə yaradılan müəssisələrin əksəriyyəti, ölkənin əsas istehsal fondlarının çoxu məhz bu ərazidə cəmlənmişdir. Ölkə üzrə sənaye məhsulu istehsalında Abşeron iqtisadi rayonunun payı sovet dövrünün sonunda 70% olmuşdursa, 2000-ci ildə 85,9%-ə və 2010-cu ildə 91,3%-ə yüksəlmişdir. Lakin belə yüksəliş sənayenin strukturunda hasilat sənayesinin payının 80%-i keçməsi, emal sahələrinin payının isə son 10 ildə 2 dəfə azalaraq 20%-ə qədər azalması ilə bağlı olmuşdur (Eminov, 2010). Abşeronda emal sənayesinin rolunun azalması təsərrüfatın neftdən asılılığının artmasına səbəb olur. Bunun aradan qaldırılması üçün təkcə Abşeronda deyil, digər regionlarda da əməktutumlu müəssisələrin yaradılması işləri sürətlənməlidir.

Təhlillərdən aydın olur ki, istehsal, xidmət, ticarət, həmçinin elm, maarif-mədəniyyət, idman, səhiyyə və digər sahələrin Abşeronda cəmlənərək yüksək inkişafı məşğulluğun yüksəlməsinə və əhalinin burada təmərküzləşməsinə səbəb olmuş-

dur. Təxmini hesablamalara görə, regionda əhalinin sayı statistik göstəricilərdən 2 dəfə çoxdur. Təkcə Bakı şəhəri ə/d-də 500 mindən artıq şəxsi ev qeydiyyata alınmamışdır. Bu isə 1,5-2,0 milyon nəfərdən çox əhali deməkdir. Belə monosentrik məskunlaşma şəhərin idarə edilməsində əlavə problemlər yaradır.

Bakı və Sumqayıtda şəhəryaradıcı təsərrüfat sahələrinin, qeyri-istehsal müəssisələrinin, ticarət mərkəzlərinin inkişafı ilə bağlı olaraq, şəhərətrafı ərazilərə işçi qüvvəsinin miqrasiyası artmışdır. Təsərrüfat sahələrinin yerləşmə xüsusiyyətindən və intensiv inkişafından asılı olaraq Bakı ətrafında yerləşən qəsəbə və şəhərlərin sürətlə böyüməsi baş verir.

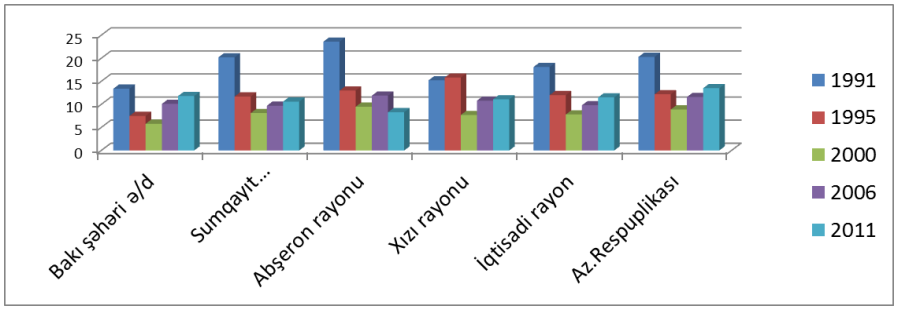
İqtisadi rayonda şəhər məskunlaşmasına və əhalinin sayının artımına birbaşa təsir edən demoqrafik proseslər onun təbii və mexaniki hərəkətidir. Sovet dövrünün sonunda başlanan milli münaqişə və Qarabağ müharibəsi, torpaqların bir hissəsinin işğal olunması həm xarici, həm də daxili miqrasiya proseslərini sürətləndirdi. 1989-1990-cı illərdə Ermənistandan Bakıya gələn immiqrantlar 163 min nəfər idi və onların tam böyük əksəriyyətini azərbaycanlılar təşkil edirdi. Gedən emiqrantların sayı 179 min nəfər olmuşdur, onların əksəriyyətini ermənilər (88,7 min nəfər), ruslar (46,8 min nəfər), ukraynalılar (3,6 min nəfər), yəhudilər (6,3 min nəfər), yəni əsasən rusdilli əhali təşkil edirdi. Miqrasiya saldosu cəmi -16 min nəfər olmuşdur. Bu illərdə iqtisadi rayona gələnlər 186,1 min nəfər, gedənlər 200 min nəfər, miqrasiya saldosu -13,8 min nəfər olmuşdur. Sumqayıtda miqrasiya saldosu cəmi 0,8 min nəfər, Abşeron rayonunda isə 1,4 min nəfər artmışdır (Некоторые демографические…, 1991).

1991-1995-ci illərdə miqrasiya saldosu Bakıda -123,6 min nəfər, iqtisadi rayonda -134,9 min nəfər; 1996-2000-ci illərdə Bakıda -39,1 min nəfər, iqtisadi rayonda -44 min nəfər olmuşdur. 1991-2000-ci illər ərzində miqrasiya saldosu Bakıda -162,7, iqtisadi rayonda 181,1 min nəfər, Sumqayıtda -15,2 min nəfər qeydə alınmışdır (Eminov, 2005). Bu təhlillərə görə, 1990-cı illərin ortalarına kimi miqrasiya saldosu 1996-2000-ci illərin göstəricilərindən 3 dəfə artıq olmuşdur. 1989-cu və 1999-cu illərin siyahıyaalma materiallarında əhalinin milli tərkibinin dəyişilməsi real vəziyyəti göstərir. Əgər 1989-cu ildə Abşeron iqtisadi rayonunda rusların sayı 327,7 min nəfər, ermənilərin sayı 185,5 min nəfər, yəhudilər 24,7 min nəfər idisə, 1999-cu ildə rusların sayı 124,9 min nəfər, ermənilər 406 nəfər, yəhudilər 5,2 min nəfər olmuşdur (Azərbaycan Respublikası..., 2000; Eminov, 2005).

Bununla əlaqədar Bakının şəhərdaxili rayonlarında rusdilli əhalinin çox olması ilə bağlı şəhər əhalisinin sayı 1989-cu ildən 1999-cu ilədək 1190,3 min nəfərdən 1084 min nəfərədək azalmış, şəhərətrafı qəsəbələrdə isə, əksinə, 604,6 min nəfərdən 704,6 min nəfərədək artmışdır (Bədəlov, 2013b). Abşeron iqtisadi rayonunda miqrasiya saldosu 2001-2005-ci illərdə 7,8 min nəfər, o cümlədən Bakı ə/d-də 5,3 min nəfər, Abşeron rayonunda 5,1 min nəfər artımla, Sumqayıt ə/d-də isə 2,8 min nəfər azalma ilə müşayiət olunmuşdur. 2006-2010-cu illərdə isə miqrasiya saldosu iqtisadi rayonda 213 min nəfər, o cümlədən Bakı ə/d-də 114,4 min nəfər, Sumqayıt ə/d-də 4,8 min nəfər, Abşeron rayonunda 93,5 min nəfər artımla fərqlənmişdir.

Əhalinin sayının artımına təsir edən əsas amillərdən biri də təbii artım prosesidir. 1991-ci ildə hər 1000 nəfərə görə təbii artımın əmsalı Bakıda 13,4, Sumqayıtda 20,2, Abşeron rayonunun şəhər əhalisinə görə 23,8 olduğu halda, 2000-ci ildə bu göstəricilər 2,5 dəfəyədək azalaraq Bakıda 5,8, Sumqayıtda 8,1, Abşeron rayonunda isə 10 olmuşdur (şəkil). Son dövrlərdə əhalinin təbii artımının hər 1000 nəfərə görə əmsalı artaraq 2011-ci ildə Bakı ə/d-də 11,8 olsa da, Sumqayıtda 10,6-ya və Abşeron rayonunda 7,9-dək azalmışdır. Bakıda təbii artım əmsalı ölkənin şəhər əhalisinin göstəricisi ilə eyni olmuşdur. Əhalinin təbii artımının ilkin mərhələdə azalması bu dövrdə baş verən müharibə, iqtisadiyyatın böhranlı vəziyyəti, məşğulluğun azalması, əhalinin maddi-sosial vəziyyətinin pisləşməsi və s. amillərin təsiri ilə baş verirdi. 2000-ci illərdə isə təsərrüfatın inkişafı məşğulluğun artmasında və təbii artımda sosial-iqtisadi və milli-etnik amillərin rolunu yüksəltmişdir. 2000-ci ilə qədər əhalinin təbii artımı iqtisadi rayonda 193,4 min nəfər, o cümlədən Bakıda 146,1 min nəfər, Sumqayıtda 34,6 min nəfər, Abşeron rayonunda 11,3 min nəfər olduğu halda, 2001-2011-ci illər ərzində isə iqtisadi rayonda 232,6 min nəfər, o cümlədən Bakıda 190,4 min nəfər, Sumqayıtda 29,3 min nəfər, Abşeron rayonunda 11,6 min nəfər olmuşdur.

Bu təhlillərdən aydın olur ki, əhalinin təbii artımı saya görə Bakıda son vaxtlarda daha sürətli olmuş, Sumqayıtda isə, əksinə, azalma ilə fərqlənmişdir.



İqtisadi rayonda təbii artımın əmsalları, hər 1000 nəfərə görə

Müstəqillik dövründə baş verən demoqrafik prosesləri 2 mərhələyə, yəni 1991-2000-ci illəri əhatə edən birinci, 2001-2011-ci illəri əhatə edən ikinci mərhələyə ayırmaq olar. Müstəqillik dövrünün I mərhələsi rusdilli əhalinin köçüb getməsi, gələnlərin əksəriyyətinin isə qaçqın və köçkünlərdən ibarət olması ilə səciyyələnirdi. Təbii artım miqrasiya saldosunda olan azalmanı üstələmişdir. II mərhələ isə miqrasiyanın sürətli artımı, dövlət proqramlarının həyata keçməsi ilə bağlı Azərbaycanın əksər rayonlarından gələn əhalinin hesabına olmuşdur. Əhalinin təbii artımındakı sürətli yüksəliş isə rayonlardan gələn gənclərin ailə qurması ilə bağlı olmuşdur.

İqtisadi rayonda 1999-2012-ci illər ərzində şəhər əhalisinin artım tempi ölkə göstəricisini üstələmişdir. Qəsəbələrin əhalisinin artımı daha yüksək olmuşdur. 1999-2012-ci illər ərzində şəhər əhalisinin ümumi sayında Böyük Bakının payı 2,4 vahid azaldığı halda, Bakının payı 4,9 vahid azalmış, qəsəbələrin payı isə, əksinə, 2,5 vahid artmışdır. Sumqayıtın payı 1,0 vahid azalsa da, Abşeron rayonunun payı 3,4 vahid artmışdır (1-ci cədvəl). 1999-cu ildən 2012-ci ilədək olan dövrdə ölkənin bütün şəhər əhalisinin artımında iqtisadi rayonun payı 56,5% olduğu halda, şəhərə görə artım 42,8%, qəsəbə əhalisinin artımı 82,1% təşkil etmişdir. İqtisadi rayonun şəhər əhalisinin ən böyük artım tempi Abşeron rayonunda və qəsəbələrdə olmuşdur. Şəhər əhalisinin sayının artımında ən çox paya Bakının qəsəbələri malik olmuşdur, şəhərin özü isə onlardan 2 dəfə az paya malikdir.

Müasir dövrdə iqtisadi rayonun şəhər əhalisinin tərkibində Bakı və Sumqayıt şəhərlərinin payı yarıdan çox olduğu halda, əhali sayının artımının ¼-ni təşkil edir. Bunun əksinə, iqtisadi rayonda qəsəbələrin əhalisinin sürətli artımı bütün şəhər əhalisinə görə payın 40%-dək yüksəlməsinə səbəb olmuşdur. Bakı şəhəri ilə müqayisədə şəhərətrafı qəsəbələrdə iş yerlərinin və əhalinin daha sürətlə artımı baş verir. İqtisadi rayonda şəhərətrafı qəsəbələrin əhalisinin sürətli artımı şəhər əhalisində Bakının xüsusi çəkisinin azalmasına səbəb olmuşdur. Əgər 1939-cu ildə Abşeronun bütün şəhər əhalisinin 77,4%-i Bakıda yaşayırdısa, 1959-cu ildə 62,8%-i, 1986-cı ildə isə 55,6%-i yaşamışdır (Mehrəliyev və b., 1988). Bakı şəhərinin payı 1999-cu ildə 50,7%-dək, 2012-ci ildə isə 45,8%-dək azalmışdır (1-ci cədvəl).

1989-1999-cu illər ərzində Bakının əksər qəsəbələrində, xüsusilə Qaraçuxur, Hövsan, Əmircan, Yeni Suraxanı, Rəsulzadə, Biləcəri, Lökbatan və Zabratda əhalinin sayı sürətlə artmış, Bakıxanov, Maştağa, Sabunçu, Pirallahı və Mərdəkanda isə, əksinə, azalmışdır (Eminov, 2005). Əmircanda əhalinin artımı Suraxanı qəsəbəsinin ləğv edilərək onun tərkibinə verilməsi ilə, Mərdəkanda əhalinin azalması isə onun tərkibində olan Şağana qəsəbə statusu verilməsi ilə bağlıdır. Bakıxanov, Sabunçu və Pirallahı qəsəbələrində rusdilli əhalinin miqrasiyası onlarda əhali sayının azalmasına səbəb olmuşdur (2-ci cədvəl). 1999-2012-ci illər ərzində əhalinin sayının ən aşağı artım tempi Bakı və Sumqayıt şəhərlərində, həmçinin Bakıxanov, Maştağa, Hövsan və Sahil qəsəbələrində olmuşdur. Ən böyük artım tempi ilə Xırdalan şəhəri, Binə, Binəqədi, Badamdar, Mərdəkan, Bülbülə, Sabunçu və Zabrat qəsəbələri fərqlənmişlər. Şəhərdən 10-25 km aralıda yerləşən qəsəbələrdə əhalinin artımı şəhərə yaxın yerləşən qəsəbələrə nisbətdə daha çox olmuşdur. Əhalinin mütləq sayının artımı 20 min nəfərdən çox olanlardan - Xırdalan, Binə, Sumqayıt və Binəqədi fərqlənmiş. Artımı 10 min nəfərdən artıq olan qəsəbələr isə Qaraçuxur, Badamdar və Sabunçudur. Digər qəsəbələrin çoxunda 5-10 min nəfərədək artım olmuşdur. Böyük qəsəbələrin əksəriyyəti Bakı ərazi dairəsində yerləşir. Bunların 5-i Sabunçu, 4-ü Suraxanı, 3-ü Binəqədi rayonundadır. Xəzər və Qaradağ rayonlarının hər birində 2 böyük qəsəbə vardır.

2-ci cədvəl

Əhalisi 20 min nəfərdən çox olan şəhərlər və yaşayış məntəqələri

Şəhər və qəsəbələr	Əhalinin sayı, min nəfər			Artım səviyyəsi, dəfə	Min nəfər
	1999	2009	2012	1999-2012	
Bakı	1084,5	1114,1	1194,8	1,10	110,3
Sumqayıt	256,8	276,1	284,6	1,11	27,8
Xırdalan	28,6	91,6	93,6	3,27	65,0
Qaraçuxur	69,0	77,4	81,1	1,18	12,1
Bakıxanov	64,3	67,6	70,6	1,10	6,3
Binə	23,5	52,4	54,0	2,30	30,5
Rəsulzadə	41,8	47,3	49,5	1,18	7,7
Biləcəri	40,0	44,1	45,8	1,15	5,8
Maştağa	38,9	41,7	43,1	1,11	4,2
Hövsan	35,1	37,3	38,9	1,11	3,8
Binəqədi	15,5	36,5	37,4	2,41	21,9
Lökbatan	29,3	34,2	35,8	1,22	6,5
Sabunçu	20,4	30,1	31,1	1,53	10,7
Əmircan	25,6	28,9	29,8	1,16	4,2
Buzovna	24,3	28,7	29,7	1,22	5,4
Zabrat	20,8	26,8	27,7	1,33	6,9
Bülbülə	15,8	23,5	24,2	1,53	8,4
Mərdəkan	14,6	22,5	23,3	1,60	8,7
Sahil	21,0	22,5	23,3	1,11	2,3
Keşlə	17,3	22,7	23,1	1,34	5,8
Badamdar	10,9	21,3	21,6	1,98	10,7
Tağıyev	18,1	20,7	21,2	1,17	3,1

Cədvəlin tərtibində "Azərbaycan Respublikası əhalisinin 1999, 2009-cu illərin siyahıyaalma materialları, DSK 2012" statistik məcmuələrindən istifadə edilmişdir.

1999-2012-ci illərdə şəhər və qəsəbələrdə əhalinin artımı daha sürətlə getmişdir. 1999-cu ildə Bakıxanov və Qaraçuxurda əhalinin sayı 50 min nəfərdən çox idi. 2012-ci ildə bu qrupa Binə aid olmuş və onlarda əhalinin sayı 133,4 min nəfərdən 205,7 min nəfərədək, payları isə 18,9%-dən 19,7%-dək artmışdır. Əhalinin sayı 20 min nəfərdən 50 min nəfərədək olan qəsəbələrin sayı 12-dən 16-ya qədər, əhalinin sayı 349,2 min nəfərdən 505,4 min nəfərədək yüksəlmişdir. Bu qəsəbələrdən əhalisinin sayı 40-50 min nəfərədək olan Rəsulzadə, Biləcəri və Maştağa, 30-40 min nəfərədək olan Hövsan, Binəqədi, Lökbatan, Sabunçu, 20-30 min nəfərədək olan Əmircan, Buzovna, Zabrat, Bülbülə, Mərdəkan, Sahil, Keşlə, Badamdar və H.Z.Tağıyev olmuşdur. Bu böyük qəsəbələrin payı ölkə və iqtisadi rayonun bütün qəsəbə əhalisinə görə müvafiq olaraq 46,3%-dən 55,9%-dək və 62,8%-dən 71%-dək yüksəlmişdir. Ölkədə olan bütün böyük qəsəbələr Abşeronda cəmlənmişdir. 1999-2012-ci illər ərzində əhalisi 10 min nəfərdən 20 min nəfərədək olan qəsəbələrin sayı 11-dən 15-ə kimi və onlarda olan əhalinin sayı 169,5 min nəfərdən 211,5 min nəfərədək artsa da, payları 21,3%-dən 20,2%-dək azalmışdır. Bunun səbəbi əhalinin sayı 20 mindən 50 min nəfərədək olan qəsəbələrdə əhalinin sürətlə artmasıdır. Əhalisinin sayı 5 mindən 10 min nəfərədək olan qəsəbələrin sayı 12-dən 9-dək, onlarda məskunlaşmış əhalinin sayı 93,5 min nəfərdən 72,4 min nəfərədək, payları 11,7%-dən 7%-dək azalmışdır. Əhalinin sayı 3 mindən 5 min nəfərədək olan qəsəbələrin sayı 7-dən 8-ə, onlarda olan əhalinin sayı 26,9 min nəfərdən 31,5 min nəfərədək artsa da, payları 3,4%-dən 3%-dək azalmışdır. Təhlil olunan qruplardan 2012-ci ildə əhalisinin sayı 10 min nəfərdən çox olan qəsəbələr ölkədəki 18-dən 15-ni, 3 mindən 10 minədək olanlar isə 49-dan 17-ni təşkil edirdilər. Ən az əhali sayına malik olan qrupda qəsəbələrin sayı 18-dən 26-ya çatsa da, əhalinin sayı 24,3 min nəfərdən 20,3 min nəfərədək, payları isə 3,0%-dən 1,9%-dək azalmışdır. Bu qrupda əhalinin sayının azalmasının səbəbi 1999-cu ildə əhalisi 2 mindən 3 minədək olan Sulutəpə, Xocasən, Qala, Digah və Aşağı

Güzdək qəsəbələrinin əhalisinin sürətlə artaraq digər qrupa keçməsidir. Qəsəbələrin sayının artması isə Qaradağ rayonunda yeni yaradılan 11-ə qədər qəsəbə ilə bağlıdır.

1999-2012-ci illərdə əhalinin sayı Bakı və Sumqayıtda nisbətən az artdığı halda, şəhərətrafı və Abşeron rayonunun qəsəbələrində və Xırdalanda daha sürətlə artmışdır. İqtisadi rayonun ölkə şəhər əhalisinə görə payı 53,4%-dək yüksəlmişdir. Bu dövrdə demoqrafik proseslərin sürətlənməsi nəticəsində iqtisadi rayonda şəhər əhalisinin sayı 1,22 dəfə artaraq və ölkə üzrə olan 1,21 dəfəni keçərək (1-ci cədvəl) Aran və Gəncə-Qazax kimi iqtisadi rayonları üstələmişdir. Abşeronda təsərrüfatın ərazi strukturunun təkmilləşdirilməsi və demoqrafik proseslərin tənzimlənməsi dövlət idarəetmə strukturlarının həll etməli olduğu mühüm problemlərdir.

Abşeronda məskunlaşmanın təkmilləşdirilməsi aşağıdakı ən mühüm inkişaf istiqamətlərini əhatə etməlidir: 1) İstehsalın təmərküzləşməsi və sosial infrastrukturun cəmlənməsinin azaldılması hesabına demoqrafik yüklənmənin məhdudlaşdırılması; 2) Demoqrafik proseslərin xarakterinin dəyişilməsi və onun nizamlanması; 3) Ekoloji şəraitin pisləşməsi və təbiətə antropogen təsirin artması əleyhinə tədbirlərin görülməsi; 4) Kənd təsərrüfatına yararlı torpaqların şəhər ərazisinə qatılıb texnogen və mədəni (park və istirahət mərkəzləri) landşaftlara çevrilməsi; 5) Bakı aqlomerasiyasının ərazisində şəhər sərhədlərinin genişlənməsini, böyük qəsəbələrin nüvə şəhərə birləşməsini, digər qəsəbələrin statusunu dəyişərək orta və böyük şəhərlərə çevrilməsinin tənzimlənməsi.

Bakı aqlomerasiyasının probleminin səmərəli həllinə iqtisadi-coğrafi aspektdən yanaşılma daha məqsədəuyğundur. Şəhər mərkəzinin səmərəli məskunlaşdırılması üçün sosial-iqtisadi və demoqrafik potensial, landşaft-məkan və tarixilik prinsipi nəzərə alınmalıdır. Bunun üçün Bakı aqlomerasiyasına aid olan inzibati bölgü təkmilləşdirilməli, nüvə şəhərin sərhədləri reallığa uyğun dəqiqləşdirilməlidir:

– I rayon – tarixi əraziləri əhatə etməklə şəhərin nüvəsini təşkil etməlidir, artıq bura mədəniyyət, istirahət və turizm mərkəzi kimi formalaşmışdır;

– II rayona şəhərin mərkəzi, yəni 1990-cı il sərhədlərinin daxilində olan ərazilər aid edilməlidir. Buraya artıq şəhərə birləşmiş şimal-şərq və şərqdə Bakıxanov-Qaraçuxur-Yeni Günəşli-Zığ qəsəbələri ilə birləşməkdə olan Bülbülə, Əmircan, Sabunçu və Yeni Ramana; şimalda və şimal-qərbdə isə şəhərə birləşmiş Rəsulzadə, Biləcəri, Xocasən, Sulutəpə qəsəbələrini əhatə etməlidir. Qanlıgöl ətrafı və şəhərə birləşməkdə olan Binəqədi, hətta Xırdalan şəhəri, qərbdə isə Lökbatan qəsəbəsi bu sərhədlər daxilində böyük şəhər massivi adlandırılmalıdır;

– şəhərin III rayonu göllərlə əhatə olunduğu üçün göllərin təmizlənməsi, burada idman mərkəzlərinin və meşə-parkların, istirahət ocaqlarının yaradılması şəhərin landşaft-məkan kompleksinin formalaşmasına səbəb olar, həmçinin metro xəttinin bu əraziləri də əhatə etməsi, burada şəhərdən çıxarılan sənaye müəssisələrinin yenidən qurulması, şəhər əhalisinin məşğulluq probleminin həllinə kömək edər;

– şəhərin IV rayonu Bakı aqlomerasiyasının nüvəsini təşkil edərək 2 hissəyə - şərqdə Hövsan, Binə, Maştağa, Zabrat qəsəbələri və bura aid ərazilər "şərq" bölgəsi, qərbdə isə Mehdiabad, Novxanı, Sumqayıt şəhəri, Müşfiqabad, Qızıldaş, Sahil qəsəbələri və bura aid ərazilər "qərb" bölgəsi kimi adlanmalı və bu mərkəzlərdə şəhərə uyğun yenidənqurma işləri aparılmalıdır;

– şəhərin V rayonu Bakı aqlomerasiyasının sərhədlərini, yəni iqtisadi rayonun böyük hissəsini əhatə edərək, yenə də 2 hissəyə: şimal və şərqi sahilboyu əraziləri Corat, Goradil, Pirşağı, Bilgəh, Mərdəkan, Şüvəlan, Qala, Zirə və Türkanı əhatə edərək kurort-turizm bölgəsi kimi "Gülüstan" adlandırılması, yeni yaradılan Pirallahı rayonuna isə "Azad iqtisadi zona" statusu verilməsi məqsədəuyğun olardı. Aqlomerasiyanın qərbi Yaşma, Pirəküşkül, Çeyildağ, Ələt qəsəbə və kəndləri əhatə edərək cənubda sənaye-yanacaq, mərkəzdə Qaradağ-Güzdək qəsəbələri arası sənaye-tikinti materialları, şimalda Pirəküşkül – Gilәzi qəsəbələri arası aqrar-sənaye zonası formalaşaraq, Bakının 2-ci əsas sənaye rayonuna çevriləcək. Bu bölgənin "Qobustan" adlanması coğrafi-tarixi məkan adı ilə bağlıdır.

ƏDƏBİYYAT

AZƏRBAYCAN ƏHALİSİ – 2011. 2012. DSK. Bakı. 1198s.
AZƏRBAYCAN RESPUBLİKASI ƏHALİSİNİN 1999-CU İL SİYAHIYAALMA MATERİALLARI. 2000. I cild. DSK. Bakı. 890s.
AZƏRBAYCAN RESPUBLİKASI ƏHALİSİNİN 2009-CU İL SİYAHIYAALMA MATERİALLARI. 2010. I cild. DSK. Bakı. 915s.

AZƏRBAYCAN RESPUBLIKASI ƏHALISININ 1991-2011-Cİ İLLƏRDƏ SAYI VƏ TƏBİİ HƏRƏKƏTİ. 1991-2011. DSK. Bakı.

BAKI ŞƏHƏRİNİN VƏ QƏSƏBƏLƏRİNİN SOSİAL-İQTİSADİ İNKIŞAFI (2011-2013). 2013. DSK-nın məcmuəsi. Bakı.

BƏDƏLOV, E.S. 2013a. Abşeron iqtisadi-coğrafi rayonunun demoqrafik problemləri. *Ümummilli lider H.Ə.Əliyevin anadan olmasının 90 illik yubileyinə həsr olunmuş* Respublika Elmi Konfransının (BDU) materiallarında. Bakı. 286-289.

BƏDƏLOV, E.S. 2013b. Abşeron iqtisadi-coğrafi rayonunda şəhər məskunlaşmasının inkişafında miqrasiya proseslərinin rolu. *Azərbaycan Coğrafiya Cəmiyyətinin əsərləri*, Bakı, 339-342.

EMİNOV, Z.N. 2010. Abşeron iqtisadi rayonunda təsərrüfatın və əhalinin təmərküzləşməsinin iqtisadi, sosial-demoqrafik problemləri. *Azərbaycan Coğrafiya Cəmiyyətinin əsərləri, XV,* 253-257.

EMİNOV, Z.N. 2005. Azərbaycanın əhalisi. Bakı. 558s.

MEHRƏLIYEV, E.Q., ƏYYUBOV, N.H., SADIQOV, M.O. 1988. Azərbaycan SSR-də əhalinin məskunlaşması məsələləri. Elm. Bakı. 192s.

НЕКОТОРЫЕ ДЕМОГРАФИЧЕСКИЕ И СОЦИАЛЬНО-ЭКОНОМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ РЕСПУБЛИКИ ЗА 10 ЛЕТ. 1991. Баку. 257с.

Məqaləyə c.e.n. Z.N.Eminov rəy vermişdir

ГЕОГРАФИЯ

© Б.Д.Алескеров, С.С.Велиев, Е.Н.Тагиева, А.И.Алиев, М.Ю.Кулиев, 2013

ИЗМЕНЕНИЕ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА АЗЕРБАЙДЖАНА В ЭОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Б.Д.Алескеров, С.С.Велиев, Е.Н.Тагиева, А.И.Алиев, М.Ю.Кулиев

Институт географии им. акад. Г.А.Алиева НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 31

В статье на основании палеоботанического материала прослеживается история формирования растительного покрова Азербайджана в эоплейстоцене и неоплейстоцене и выявляются этапы его развития. Отмечается сокращение участия представителей американо-восточно-азиатской и средиземноморской и увеличение числа представителей теплоумеренных флор. При этом реконструированы динамика границ высотных поясов и изменение видового состава флоры в периоды оледенений и межледниковий.

Введение. Плейстоценовая эпоха (от 2 млн. до 15 тыс. лет назад) характеризуется значительными климатическими колебаниями. В Северном полушарии наблюдалась смена периодов оледенения, разделенных межледниковыми эпохами. В зависимости от размеров и распространения ледников изменялась растительность, а горообразовательные процессы усложняли вертикальную природную поясность, что и определило разнообразие современной растительности Азербайджана, а также палеоэкологическое многообразие ее ископаемых флор. Наконец, именно в плейстоцене появились древнейшие люди, и в его конце началось развитие человека разумного (Харрисон и др., 1979).

Накопленные данные по флоре эоплейстоцена и неоплейстоцена позволяют рассматривать историю формирования растительного покрова Азербайджана в указанные эпохи. Надежность сопоставления протекавших палеогеографических событий во многом зависит от объективной оценки ископаемого материала.

Согласно ратифицированной Исполнительным комитетом международного союза геологических наук (МСГН) по рекомендации Международной комиссии по стратиграфии (МКС) новой схемы «Общая стратиграфическая шкала четвертичного периода – квартера», в четвертичной системе выделено 2 отдела: плейстоцен и голоцен. Плейстоцен подразделен на 2 подотдела – эоплейстоцен и неоплейстоцен, в которых выделяют по три звена: нижнее, среднее и верхнее (Борисов, 2010). В каспийской шкале верхнему и среднему отделам эоплейстоцена соответствует абшеронский ярус, его нижнему отделу – большая часть акчагыльского яруса, а нижнему, среднему и верхнему отделам неоплейстоцена – соответственно бакинский, хазарский и хвалынский горизонты. Авторы данной статьи в общем принимают эту шкалу, но эоплейстоцен ограничивают абшеронским ярусом, так как исследователи геологии и палеогеографии Каспийского моря оставляют акчагыльский ярус в плиоцене.

Результаты исследований

Абшеронский век подразделяется на 3 эпохи: раннюю (от 1,9-1,8 до 1,3-1,2 млн. л.н.), среднюю (от 1,3-1,2 до 0,95-0,90 млн. л.н.) и позднюю (от 0,95-0,90 до 0,73 млн. л.н.). Их абсолютный возраст определен палеомагнитными исследованиями (Трубихин, 1977; Гришанов и др., 1983).

Эпоха раннего абшерона (1,8-1,3 млн. л.н.) охарактеризована 29 видами ископаемой флоры, обнаруженной на хребте Бозdag (Баширов, 1964), и спорово-пыльцевыми

спектрами из отложений островов Бакинского архипелага – Хара-Зиря, Чигил (Булла, Обливной) (Исаева-Петрова, 1972;1973), разрезов Кёр-гёз, Ясамальская долина, Сабунчу на Абшеронском полуострове и Лянгябизской гряды на юго-восточном окончании Большого Кавказа (междуречье рек Пирсаат и Ахсу) (Шейдаева-Кулиева и др., 1965). Своеобразие флоры проявляется в обилии голосеменных растений (*Pinus, Picea, Abies, Cedrus, Cupressaceae, Tsuga, Podocarpus, Taxodiaceae)*. Хвойные породы тогда входили в состав как горных хвойно-широколиственных, так и темнохвойных формаций (с доминированием *Tsuga),* а также образовывали заболоченные таксодиевые леса в прибрежных районах. Покрытосеменные растения из семейств *Juglandaceae (Carya, Juglans, Pterocarya, Engelhardtia*), *Myricaceae (Myrica, Comptonia), Betulaceae (Carpinus, Alnus, Ostrya, Betula), Ulmaceae (Ulmus, Zelkova, Celtis)* входили в состав среднегорных широколиственных лесов с преобладанием ореховых и березовых, а также в состав влажных лесов Лянкяранского типа в нижнегорном поясе и предгорьях. Большую роль играли пойменные леса, их представители составляют 40% среди ископаемой флоры. Открытые пространства занимали ксерофильные редколесья с участием *Rhus, Celtis, Pinus*. Травянистая ксерофильная растительность произрастала вдоль морского побережья.

Одна треть раннеабшеронской флоры в настоящее время не произрастает в Азербайджане, ареалы распространения ее приурочены или к соседним районам Кавказа (*Picea, Abies, Ostrya, Salix apoda, Rhododendron, Arbutus)*, или к умеренным и южным широтам Северной Америки, Восточной Азии и Средиземноморья (*Tsuga, Cedrus, Taxodiaceae, Podocarpus, Carya, Platycaria, Myrica, Comptonia, Engelhardtia, Aesculus indica)*. Сюда же мы включаем и папоротники влажных тропиков и субтропиков (*Gleichenia, Schizaeaceae, Cyatheaceae*). Эколого-ценотическая приуроченность и высотные границы распространения этих родов и определяют более влажные климатические условия существования этой растительности по сравнению с современной.

Эпоха среднего абшерона (1,3-0,95 млн л.н.) охарактеризована по находкам более 40 видов ископаемой флоры, обнаруженной в одноименных отложениях близ городов Мингячевир, Шеки (Ализаде и др., 1966), и спорово-пыльцевым спектрам из отложений островов Бакинского архипелага – Хара-Зиря, Чигил (Исаева-Петрова, 1972;1973), разрезов Кёр-гёз, Ясамальская долина, Сабунчу на Абшеронском полуострове, Лянгябизской гряды на юго-восточном окончании Большого Кавказа (междуречье рек Пирсаат и Ахсу) (Шейдаева-Кулиева и др., 1965) и из отложений культурных слоев Азыхской пещерной стоянки (Величко и др., 1980).

Структура распределения и типы растительных формаций в среднем абшероне сохраняются, но изменяются границы их распространения и доминирующие в них компоненты. Пояс субальпийского березового редколесья с участием *Ostrya* расширяется (содержание пыльцы *Betula* в спектрах максимально – 30%). В горных темнохвойных лесах преобладает *Picea*, *Abies*, а не *Tsuga,* как в раннем абшероне. В горных широколиственных лесах возрастает роль семейства *Fagaceae* (*Quercus cerris, Quercus cf. Castaneifolia, Fagus, Castanea, Carpinus*). Состав растительности вблизи Азыхской пещеры свидетельствует о снижении границ высотных поясов на 800 м (Величко и др.,1980), что указывает на сильное похолодание.

Представители жестколистной средиземноморской флоры, способные выдерживать сухие летние периоды (*Quercus lemplenensis, Arbutus cledans, Amygdalus communis, Robinia regelii, Rhus, Celtis, Cotinus),* формировали светлые леса по сухим склонам и предгорьям. Состав низинных и приречных лесов был образован, как и в раннем абшероне, из *Pterocarya, Carya, Myrica, Engelhardtia* наряду с *Alnus, Populus, Ulmus*. Заболоченные формации из *Taxodium* в среднем абшероне уже отсутствуют. Содержание пыльцы *Chenopodiaceae* уменьшается, и возрастает присутствие *Ephedra* и разнотравья.

Количество видов и родов, не характерных для современной флоры Азербайджана, уменьшается, они составляют уже лишь одну четвертую часть из списка растений среднего абшерона (*Abies, Picea, Tsuga,*

Ostrya, Carya, Myrica, Engelhardtia, Mahonia, Quercus lemplenensis, Arbutus cledans). Большинство индикаторных видов являются растениями средиземноморского корня, обитающими в широком диапазоне температур и свидетельствующими об уменьшении влажности и сезонном распределении осадков.

Эпоха позднего абшерона (0,95-0,73 млн. л.н.) охарактеризована только по данным спорово-пыльцевого анализа отложений островов Бакинского архипелага – Хара-Зиря, Чигил (Исаева-Петрова, 1972; 1973), разрезов Кёр-гёз, Ясамальская долина, Сабунчу на Абшеронском полуострове, четырех скважин района Ширван (Али-Байрамлы) (Чигуряева, Исмаил-заде, 1960) и отложений культурных слоев Азыхской пещерной стоянки (Величко и др., 1980). Ископаемая листовая флора этой эпохи на территории Азербайджана не обнаружена, но данные по Ширакской степи в Грузии (Баширов,1964; Узнадзе, 1965) не противоречат составу спорово-пыльцевых спектров.

Верхний абшерон характеризуется высоким содержанием пыльцы голосеменных *Pinus, Picea, Tsuga, Abies,* покрытосеменных *Betula, Corylus, Alnus, Carpinus, Ostrya, Quercus* и единично *Fagus, Castanea, Ulmus, Juglans, Carya, Engelhardtia, Myrica, Zelkova, Celtis*. Среди травянистых встречена пыльца разнотравья, *Chenopodiaceae, Artemisia, Ephedra,* Cyperaceae. Сокращение пыльцы *Betula* свидетельствует о поднятии границы субальпийского пояса, а возрастание роли *Picea, Cedrus, Corylus, Ostrya* – об увеличении влажности климата. Доминантом широколиственных лесов был *Carpinus* с участием *Quercus*, *Corylus, Ostrya*. Повышенное содержание и видовое разнообразие пыльцы *Corylus* (*Corylus sp., C.colurna, C. colchica, C. aff. sieboldiana*) характерно для всех спорово-пыльцевых спектров верхнего абшерона.

Среди растений позднего абшерона в современной флоре Азербайджана отсутствуют роды *Abies, Picea, Cedrus, Ostrya, Myrica, Carya, Engelhardtia.*

Граница между эоплейстоценом и неоплейстоценом проходит внутри тюркянских слоев и датируется 730 тыс. лет назад (Чумаков и др., 1992).

Эпоха раннего неоплейстоцена (эпоха бакинского горизонта, 730-460 тыс. л.н.) охарактеризована по спорово-пыльцевым спектрам из более 10 разрезов (Абрамова, 1970; 1974; Алескеров, 1985; Величко и др., 1980; Мамедов, Алескеров, 2002; Мамедов и др., 1998), расположенных в различных природных зонах. Наиболее полным стратотипическим разрезом раннего неоплейстоцена является разрез на хребте Мишовдаг (Нижне-Куринская впадина) (Мамедов и др., 1998), где представлены и **тюркянские (**промежуточные слои между абшеронскими и бакинскими отложениями), и **бакинские** отложения. Спектры тюркянских отложений характеризуются достаточно высоким содержанием пыльцы древесных (40%), с преобладанием *Ostrya, Quercus, Carpinus, Betula* и присутствием *Fagus, Ulmus, Juglans, Zelcova, Pterocarya, Carya,* из хвойных пород – *Pinus*, *Picea*. Среди травянистых (45%) преобладают Gramineae*, Cyperaceae,* присутствуют Chenopodiaceae*, Artemisia*. В растительном покрове на равнинах и предгорьях господствовали степи и редколесья с участием сосны. Широколиственные леса нижнего горного пояса по составу напоминали современные реликтовые леса Талышских гор с участием *Quercus castaneifolia, Quercus pubescens, Ulmus, Pterocarya, Carpinus*. Леса среднего горного пояса из *Quercus, Fagus, Carpinus, Ostrya* сменялись березово-хмелеграбовыми лесами, а выше – хвойными лесами с *Pinus*, *Picea.*

Аналогичное распределение растительных поясов наблюдалось и в бакинское время, но изменение климата привело к изменению границ этих поясов и их состава. В фазы похолоданий на протяжении бакинского времени снижение границ верхнего лесного и субальпийского поясов на Малом и на Большом Кавказе достигало 800-1000 м. В результате происходило расширение березово-хмелеграбовых лесов и сужение пояса широколиственных лесов, которые сменялись мелколиственными кустарниковыми формами – *Corylus, Carpinus betulus.* Ареал распространения представителей древней арктотретичной флоры *Pterocarya, Zelcova, Quercus castaneifolia* сократился. В фазы потеплений, наоборот, преимущество получали широколиственные леса из *Quercus, Carpinus, Fagus, Tilia, Acer*, отодвигая верхнюю границу лесного пояса вверх.

Переход от абшеронского к тюркянскому, а затем бакинскому времени знаменовался выпадением из общего состава растительности обитателей влажных субтропиков – *Myrica, Arbutus, Mahonia* и обеднением темнохвойных формаций, из которых выпали *Tsuga, Cedrus*. Аридизация и похолодание климата явились причиной сокращения влажных субтропических видов растений, сокращения ареала темнохвойных лесов, расширения субальпийского пояса березового редколесья в горах и полупустынно-степных ценозов на равнинах.

Эпоха среднего неоплейстоцена полностью отождествляется с **эпохой хазарского горизонта, которая длилась от 460 до 125 тыс. л.н.** и разделена рубежом в 190 тыс. л.н. на ранний и поздний хазар (Шкатова, 1998). Ископаемые остатки флоры обнаружены в нижнехазарских отложениях у поселка Сиазань (Самур-Девечинская низменность) (Мусеибов и др., 1967) и в верхнехазарских отложениях у поселка Бинагади (Абшеронский полуостров) (Богачев, 1940). Спорово-пыльцевые данные имеются по более чем 10 разрезам (Абрамова, 1972; Алескеров, 1985; Величко и др., 1980; Мамедов, Алескеров, 2002; Мамедов и др., 1998).

Нижнехазарский флористический комплекс характеризуется преобладанием древесных пород и широким развитием лесной растительности как на равнинах, так и в горах. Березовые и хвойные леса верхнего горного пояса из *Pinus, Picea, Abies* соседствовали с широколиственными мезофильными лесами среднего горного пояса с участием *Fagus orientalis, Quercus robur, Q. pubescens, Carpinus, Acer*, *Juglans, Ulmus elliptica, Tilia, Ostrya, Diospyros lotus, Crataegus, Cornus, Lonicera xylosteum, Corylus*. Роль бука по сравнению с эоплейстоценом в лесах возрастает. При этом отпечатки и остатки листьев бука были найдены на низменности (абс. выс. 200 м) юго-восточнее его современного ареала, что свидетельствует о более влажных климатических условиях. Реликтовые леса гирканского типа с участием *Parrotia persica, Quercus castaneifolia* произрастали в низкогорных поясах Большого и Малого Кавказа, далеко за пределами своего современного ареала. Широко были развиты низинные и приречные леса на равнинах с участием *Salix, Alnus, Populus alba, Pterocarya pterocarpa, Platanus aceroides, Carya, Berberis*. Фисташниково-арчевые редколесья из *Juniperus polycarpos C. Koch., Pistacia mutica F et M., Pyrus salicifolia Pall., Punica granatum L., Amygdalus, Celtis* занимали практически всю предгорную и равнинную территорию Гобустана, Абшеронского полуострова и часть Кура-Аразской низменности.

В отложениях **позднего хазара** содержание древесных пород в спорово-пыльцевых спектрах снижается и уменьшается в их составе роль мезофильных и гигрофильных элементов. Ксерофильная растительность, получившая свое развитие на рубеже плиоцена и плейстоцена, в позднем хазаре господствует в прибрежных и низменных районах Азербайджана, где доминируют маревые, полынные и злаковые полупустынно-степные группировки. Заметно сокращается площадь гирканских и мезофильных широколиственных лесов. Расширяется пояс березовых и хвойных лесов из *Pinus, Picea, Abies* в горах, что было вызвано понижением температуры в период очередного похолодания климата.

Растительность среднего неоплейстоцена характеризуется присутствием в каждой высокогорной зоне представителей влажных климатических условий, отсутствующих в современной флоре Азербайджана. В верхнем горном поясе это – *Picea, Abies*, в среднем – *Ostrya*, в нижнем и предгорном – *Carya.*

Эпоха позднего неоплейстоцена (древний и ранний хвалын, 125-15 тыс. л.н.) представлена более 10 палинологически охарактеризованными разрезами (Вронский, 1976; Зейналов и др., 1992; Мамедов и др., 1987; Работина, 1985). В позднем неоплейстоцене выделены две холодные и три теплые климатические фазы. В периоды похолоданий в верхнем горном поясе господствовали *Betula*, *Ostrya*, *Pinus* с участием *Picea*. Пояс среднегорных широколиственных лесов из *Quercus, Platanus, Fraxinus, Fagus, Juglans, Corylus* сужался. Граница между лесным и субальпийским поясами на Большом и Малом Кавказе проходила на высоте 600-1000 м. В настоящее время эта граница на Большом Кавказе проходит на высотах 2000-2200 м, а на Малом

Кавказе – на высоте около 2500 м (Прилипко, 1954). Наибольшее снижение высотных поясов (на 1500 м) происходило в конце позднего плейстоцена (22-15 тыс.л.н.),

В относительно теплые климатические стадии позднего неоплейстоцена широколиственные леса расширяли свою площадь и оттесняли субальпийские и березово-кустарниковые формации вверх. Снижение верхней границы лесного пояса в это время составляло в среднем 500 м. Широколиственные леса в верхней своей части граничили со смешанными хвойно-широколиственными формациями, а в нижней – со степями и ксерофильными можжевеловыми редколесьями. Гирканские леса, сократив своё распространение в холодные климатические периоды, частично еще были представлены в предгорьях Большого и Малого Кавказа. Во время похолоданий Лянкяранский регион, защищенный горной системой Талыша и морем от вторжения холодных масс, являлся убежищем для целого ряда теплолюбивых видов и сохранил это свойство до наших дней.

Присутствие родов, не характерных для современной флоры Азербайджана (*Ostrya, Carya, Picea),* сокращалось. В позднем неоплейстоцене уже не отмечается род *Abies,* требующий высокой влажности воздуха и почвы.

Выводы. Исследования показали, что в целом на протяжении плейстоцена происходило сокращение термофильных влажных лесов как в горах, так и на равнинах, а также постепенная смена их соответственно теплоумеренными лесами и аридными редколесьями. Последнее явно наблюдается при сопоставлении карт растительного покрова абшеронского века (эпоха Гюнц-Миндельского межледниковья) (рис.1) и раннехвалынского времени (эпоха Вюрмского оледенения) (рис.2).

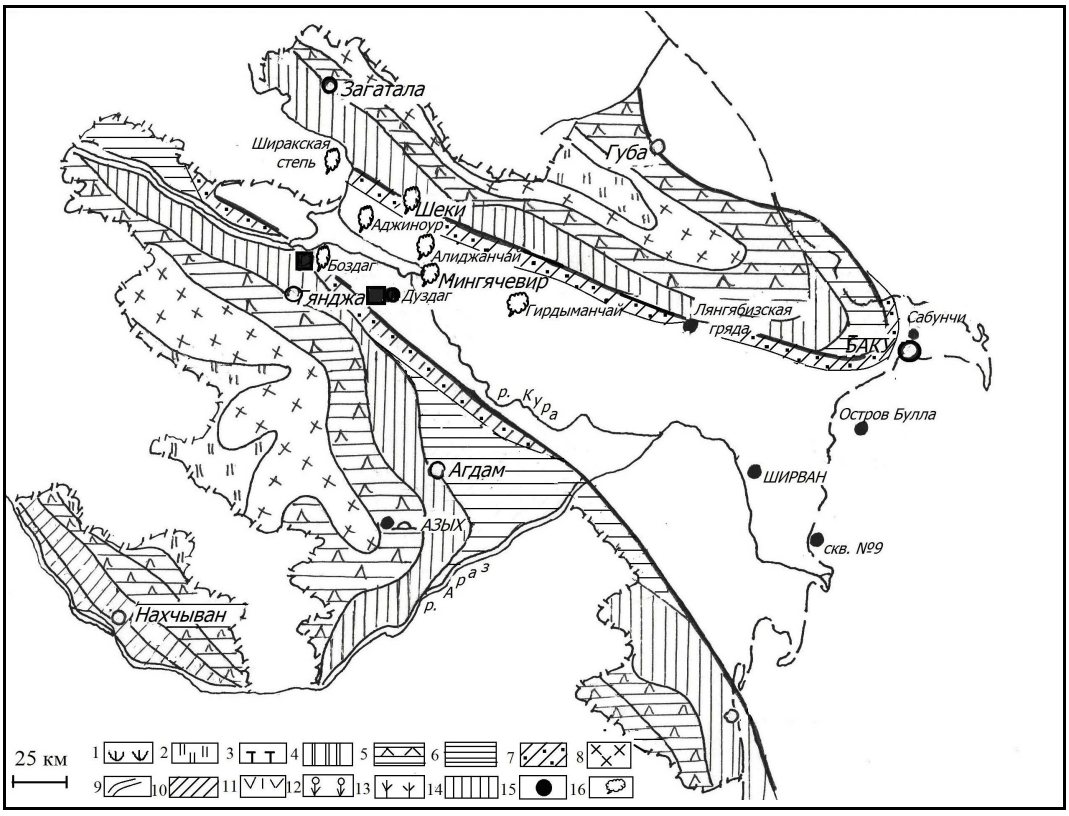


Рис. 1. Карта растительности Азербайджана в эпоху Гюнц-Миндельского межледниковья (абшеронский век 1,7-0,7 млн.л.н.). Условные обозначения к рис. 1-2: 1 – альпийские луга; 2 – субальпийские луга; 3 – высокогорные редколесья; 4 – горные буковые леса; 5 – горные дубово-грабовые леса; 6 – низинные леса; 7 – заболоченные формации; 8 – горные темнохвойные леса; 9 – тугаи; 10 – аридные редколесья; 11 – низинные приречные луга; 12 – полупустыни; 13 – пустыни; 14 – гирканские леса; 15 – палинологически изученные разрезы; 16 – местонахождение листовой флоры

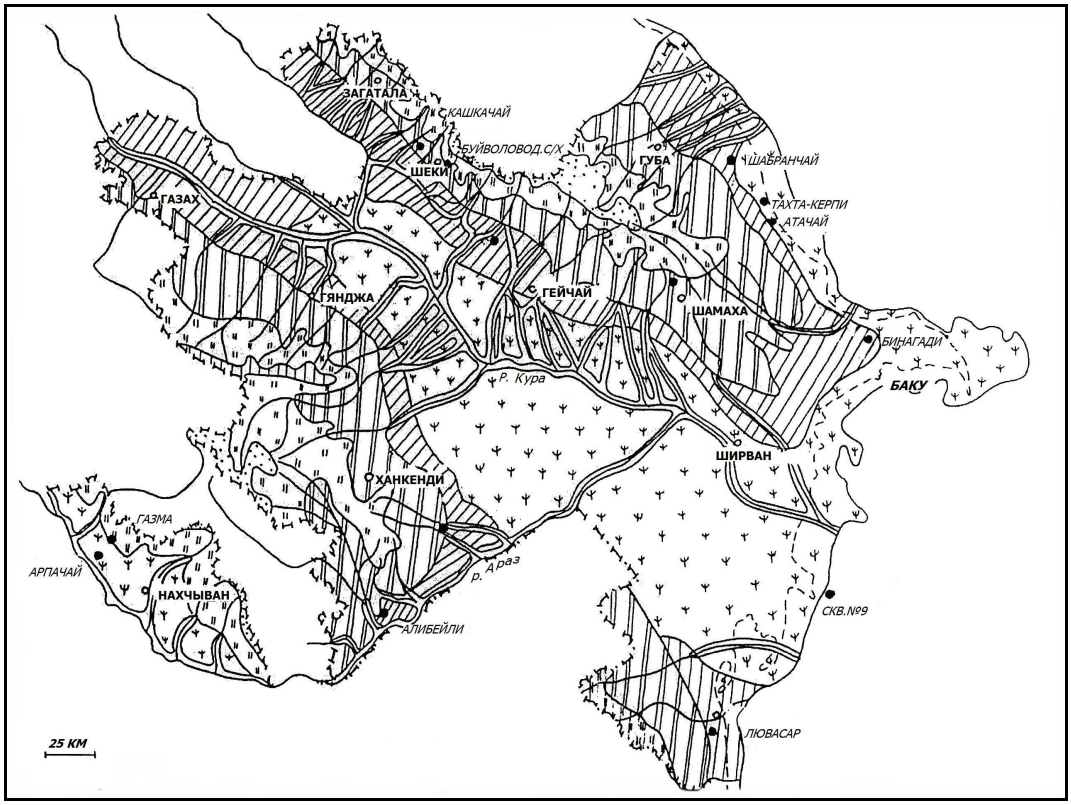


Рис. 2. Карта растительности Азербайджана в эпоху Вюрмского оледенения (хвалынский век 70-17 тыс. лет назад)

Всего в развитии растительного покрова Азербайджана на протяжении плейстоцена выделяется 6 эпох.

1. Ранний эоплейстоцен (ранний абшерон). Характеризуется повсеместным развитием лесной растительности с высокой долей термофильных американо-восточно-азиатских, средиземноморских и кавказских элементов, произрастающих в условиях довольно влажного климата.

2. Средний эоплейстоцен (средний абшерон). Характеризуется исчезновением заболоченных таксодиевых формаций, возрастанием роли средиземноморских видов, имеющих широкий температурный режим, что свидетельствует об уменьшении влажности и сезонном распределении осадков.

3. Поздний эоплейстоцен (поздний абшерон). Характеризуется увеличением доли голосеменных в общем составе древесных пород и сокращением их разнообразия. Площадь темнохвойных лесов расширяется, а в лесах начинают доминировать мелколиственные и кустарниковые породы, что говорит об относительном похолодании климата.

4. Ранний неоплейстоцен. Характеризуется выпадением из общего состава растительности обитателей Средиземноморья, обеднением темнохвойных формаций, в которых уже отсутствуют *Tsuga, Cedrus*. Аридизация и похолодание климата явились причиной расширения пояса березово-хмелеграбовых редколесий в горах и полупустынно-степных ценозов на равнинах.

5. Средний неоплейстоцен. Характеризуется вначале расширением ареала горных широколиственных лесов с большой долей участия Лянкяранских элементов, которые пришли на смену средиземноморским видам, а затем сокращением их площади в результате очередного похолодания климата.

6. Поздний неоплейстоцен. Характеризуется снижением высотных поясов на 600-1000 м, преобладанием березово-хмелеграбовых лесов в горах в эпохи похолодания и относительным расширением площади широколиственных лесов в эпохи потепления. Гирканские леса Лянкяранского типа сокращают

свой ареал до современного. Флористический состав растительности приобретает максимальное сходство с современным.

ЛИТЕРАТУРА

АБРАМОВА, Т.А. 1970. О нижнехазарском флористическом комплексе Западного побережья Каспийского моря. В сб.: *Комплексные исследования Каспийского моря,* Изд. МГУ, Москва, 2, 5-19.

АБРАМОВА, Т.А. 1972. Результаты палеоботанического исследования четвертичных отложений западного побережья Каспийского моря. *Комплексные исследования Каспийского моря.* Изд. МГУ, Москва, 3, 134-147.

АБРАМОВА, Т.А. 1974. Реконструкция палеогеографических условий эпох четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского моря (по палеоботаническим данным). Авторефер. дисс.… канд. геогр. наук. Москва. 24.

АЛЕСКЕРОВ, Б.Д. 1985. Голоценовые погребенные почвы Алазань-Агричайской долины. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода,* 45, 122-126.

АЛИЗАДЕ, К.А., КАСУМОВА, Г.М., РАСУЛОВ, Г.Л. 1966. Сообщение о составе флоры верхнеплиоценовой эпохи Азербайджана. *ДАН Азерб. ССР*, XXII, 12, 30-32.

БАШИРОВ, О.М. 1964. Новые данные об апшеронской флоре Азербайджана (Бoздаг, Ширакская степь). *Доклады АН Азерб.ССР*, 20, 7, 47-50.

БОГАЧЕВ, В.В. 1940. Картины первобытной природы Апшерона (Бинагады). Изд. АзФАН СССР. Баку. 114.

БОРИСОВ, Б.А. 2010. Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста границ её основных подразделений. *Региональная геология и металлогения*, 41, 26-28.

ВЕЛИЧКО А.А., АНТОНОВА Т.В., ЗЕЛИКСОН Э.М. и др. 1980. Палеогеография стоянки Азых – древнейшего поселения первобытного человека на территории СССР. *Изв. АН СССР, серия географическая*, 3, 20-35.

ВРОНСКИЙ, В.А. 1976. Маринопалинология южных морей. Изд. РГУ. Ростов-на-Дону. 200.

ГРИШАНОВ, А.Н., ЕРЁМИН, В.Н., ИМНАДЗЕ, З.А. и др. 1983. Стратиграфия верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений Гурии (Западной Грузии) по палеонтологическим и палеомагнитным данным. *Бюлл. Ком. по изуч. четверт.периода,* 52, 18-28.

ЗЕЙНАЛОВ, А.А., ВЕЛИЕВ, С.С., ТАГИЕВА, Е.Н. 1992. Палеогеография пещерной стоянки Газма (Нахичеванская АР). *Проблемы истории Азербайджана*, 3-6.

ИСАЕВА-ПЕТРОВА, Л.С. 1972. Реконструкция вертикальной поясности восточной части Большого Кавказа в апшеронском веке. В кн.: *Палинология плейстоцена,* 192-211.

ИСАЕВА-ПЕТРОВА, Л.С. 1973. Растительность Восточного Кавказа в апшеронское время. В кн.: *Палинология плейстоцена и плиоцена*. Москва.141-145.

МАМЕДОВ, А.В., АЛЕСКЕРОВ, Б.Д. 2002. Плейстоцен Азербайджана. Nafta-Press. Баку. 190.

МАМЕДОВ, А.В., АЛЕСКЕРОВ, Б.Д., СУЛЕЙМАНОВ, М.Б. 1987.Природно-климатические условия юго-восточной части Малого Кавказа в раннем хвалыне (по материалам пещерной стоянки Таглар). *Изв. АН Аз.ССР. Науки о Земле*, 3, 17-25.

МАМЕДОВ, А.В., ТАГИЕВА, Е.Н., АЛЕКПЕРОВА, Х.А. 1998. Реконструкция климатических условий Азербайджана в раннем, среднем плейстоцене (по разрезу Мишовдаг). *Изв. АН Азербайджана. Науки о Земле*, 3, 3-8.

МУСЕИБОВ, М.А., ВЕКИЛОВ, Б.Г., ВЕЛИЕВ, Х.А., КАСУМОВА, Г.М. 1967. О новом местонахождении четвертичной флоры и фауны в северо-восточном Азербайджане. *Ученые записки АГУ. Серия геолого-географических наук,* 3, 31-36.

ПРИЛИПКО, Л.И. 1954. Лесная растительность Азербайджана. Изд. АН Азерб.ССР. Баку. 488.

РАБОТИНА, Е.Н. 1985. Природно-флористические зоны Алазано-Агричайской долины в верхнем плейстоцене. *Материалы 13 научной конференции молодых ученых Института географии АН Аз.ССР*, 17-19.

ТРУБИХИН, В.М. 1977. Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. Наука. Москва.79.

УЗНАДЗЕ, М.Д. 1965.Неогеновая флора Грузии. Мецниереба. Тбилиси. 197.

ХАРРИСОН, ДЖ., УАЙНЕР, ДЖ., ТЭННЕР, ДЖ., БАРНИКОТ, Н., РЕЙНОЛЬД, Е. 1979. Биология человека. Мир. Москва. 611.

ЧИГУРЯЕВА, А.А., ИСМАИЛ-ЗАДЕ, Т.А. 1960. Палинологические данные для апшеронских отложений района Али-Байрамлы и их связь с параметрами магнитной стабильности. *Докл. АН Азерб. ССР*, 16, 2, 137-142.

ЧУМАКОВ, И.С., БЫЗОВА, С.Л., ГАНЗЕЙ, С.С. 1992. Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. Наука. Москва. 97.

ШЕЙДАЕВА-КУЛИЕВА, Х.М., ДЖАБАРОВА, Х.С., ИСКЕНДЕРОВ, Н.А. 1965. К стратиграфии апшеронского яруса Ленгебизской гряды. *Докл. АН Азерб. ССР*, 21, 8, 34-37.

ШКАТОВА, В.К. 1998. Магнитостратиграфическая шкала квартера. В кн.: *Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке.* Санкт-Петербург, 58-59.

Рецензенты: д.г.н. А.А.Величко, д.г.н. О.К.Борисова

© L.A.İsmayılova, 2013

CİS MÜHİTİNDƏ DAŞAĞILÇAY HÖVZƏSİ LANDŞAFTLARININ FORMALAŞMASI VƏ DİFERENSİASİYASINA TƏSİR EDƏN AMİLLƏRİN MÜƏYYƏN EDİLMƏSİ

L.A.İsmayılova

AMEA akad. H.Ə.Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu
AZ1143, Bakı, H.Cavid prosp., 31

Məqalədə Daşağılçay hövzəsinin müasir landşaftlarının formalaşma və inkişaf qanunauyğunluqları tədqiq olunmuşdur. Daşağılçay hövzəsinin müasir landşaftlarının diferensiasiya və yayılma qanunauyğunluqlarına çoxsaylı landşaft əmələgətirən amillərin təsir etdiyi müəyyənləşdirilmişdir. Daşağılçay hövzəsi müasir landşaftlarının diferensiasiya qanunauyğunluqlarının tədqiqi məqsədi ilə təbii və antropogen amillərin əraziyə təsiretmə intensivliyi araşdırılmışdır. Apardığımız tədqiqatlar nəticəsində ilk dəfə olaraq 1:100 000 miqyasında «Daşağılçay hövzəsi müasir landşaftlarının diferensiasiya xəritəsi» tərtib olunmuşdur.

Giriş

Müasir landşaftların formalaşması və inkişaf qanunauyğunluqlarının tədqiqi ətraf mühitin fasiləsiz monitorinqini tələb edir. Qeyd etmək lazımdır ki, müasir landşaftların monitorinqinin keçirilməsində çoxsaylı elmi-metodiki və mühəndis-texniki problemlər meydana çıxır. Ayrı-ayrı landşaft əmələgətirici komponentlər daxilində təbii-antropogen amillərin təsir dərəcəsi və istiqamətlərinin dəyişilməsi ümumilikdə bu amillər arasında maddələr və enerji mübadiləsinin xarakterinin dəyişilməsinə səbəb olur.

Dinamik, çətin keçilən və cavan qırışıqlığa malik dağlıq ərazilərin landşaftlarının diferensiasiya qanunauyğunluqlarının öyrənilməsi daha böyük çətinliklər yaradır. Belə ərazilərdə mürəkkəb relyefəmələgətirici endo- və ekzodinamiki proseslərin təsiri altında landşaftların formalaşma və inkişaf xüsusiyyətləri intensiv dəyişikliyə məruz qalır. Müasir landşaftlarda baş verən diferensial dəyişikliklər ənənəvi metodlarla yanaşı, aerokosmik üsulların köməyi ilə daha dəqiqliklə tədqiq olunur.

Böyük Qafqazın cənub yamacında müasir landşaftların inkişaf xüsusiyyətlərinin müəyyənləşdirilməsi məqsədilə kəskin ekzodinamik proseslərin təsir zonasında olan Daşağılçay hövzəsi nümunə sahəsi kimi götürülmüşdür.

Daşağılçay – Böyük Qafqazın cənub yamacının selli çaylarından biri olub, hövzəsində intensiv ekzodinamik proseslərin üstün olduğu ərazilərdəndir. Çayın hövzəsinin sahəsi 292 km^2, orta meyilliyi 110 m/km-dir. Buçoydərə və Şurdərə çayları Daşağılçayın əsas qollarıdır. Çayın hövzəsi şimaldan Baş Qafqaz suayrıcı silsiləsi ilə (3000 m), qərbdən Ağrı-Güney, şərqdən isə Gürcə silsiləsi ilə sərhədlənir. Mənbəyini 1550 m mütləq hündürlükdən götürən Daşağılçay orta və aşağı axında yamacları meşə ilə örtülmüş V-şəkilli dərə ilə axır.

Daşağılçay hövzəsi yuxarı axında üst və orta yura yaşlı gilli şistlərdən və qumdaşılardan ibarətdir. Yüksək dağlıqdan fərqli olaraq hövzənin orta və alçaq dağlıq hissəsi daha çox əhəngdaşı və qumdaşılardan təşkil olunubdur.

Yuxarıda qeyd olunan bütün süxur kompleksləri Tufan antiklinoriumu daxilində şimaldan cənuba doğru nəhəng və kifayət qədər mürəkkəb qırışıqlıqda toplanmışdır. Hövzənin müasir landşaftlarının formalaşmasında ərazinin tektonik quruluşunun da rolu böyükdür. Tufan və Zaqatala-Qovdaq bloklarının sərhədi olan Məlkəmud tektonik yarılması, demək olar ki, bütün cənub yamacı boyu uzanır.

Daşağılçay hövzəsində qeyd olunan horst-antiklinal qalxma suayrıcı silsilələrin relyefinə uyğun gəlir və 500-600 m hündürlükdə qırılma ilə müşahidə olunur (Ализаде, 1998; Будагов, 1969).

Aero və kosmik şəkillərin deşifrələnməsi materiallarından da göründüyü kimi, Daşağılçayın məcrası kəskin əyilərək iki nəhəng hissəyə bölünür. Deşifrələnmə materiallarının analizi nəticəsində müəyyən edilir ki, Daşağılçay qırılması Şinçaydan Girdimançaya qədər uzanır, cənubdan Lahıc qalxması və şimaldan Oğuz horst-antiklinoriumu ilə hüdudlanır (Ализаде, 1998; Буда-

гов, 1969). Daşağılçay hövzəsi, Böyük Qafqazın cənub yamacının digər çayları kimi, ümumi tektonik qalxma zonasında yerləşir.

Ərazi landşaftlarının formalaşması və inkişafına bir sıra amillərin təsiri vardır. Tədqiq olunan ərazinin landşaftlarının formalaşması və müasir inkişafına güclü təsir edən iki amilin rolunu xüsusi olaraq vurğulamaq lazımdır: ekzodinamik və antropogen amil. Ekzodinamik proseslərdən ərazi üçün daha çox təhlükə yaradanı və səciyyəvi olanı sel hadisəsidir. Müasir landşaftların diferensiasiya və transformasiya dərəcəsi sellərin ərazidə tez-tez təkrarlanmasından, intensivliyindən, selin gücündən və gətirdiyi materialların həcmindən asılıdır (Daşağılçay hövzəsində daha çox irihəcmli sel materiallarının toplanması müşahidə olunur). Sel axınları topoloji səviyyədə komplekslərin dəyişilməsinə səbəb olur (Мамедализаде, 1986а). Qeyd olunan ərazinin əsas hissəsi dağ-çəmən və dağ-meşə landşaft zonalarında yerləşir. Ekzogen proseslərin, xüsusilə antropogen amillərin təsiri altında ərazinin landşaftları kəskin dəyişilməyə məruz qalmışdır. Daşağılçay hövzəsi, eyni zamanda, geniş sel ocaqlarına malikdir (Мамедализаде, 1986а).

Daşağılçay hövzəsində sel ocaqalarının geniş yayılmasında ərazinin geoloji-tektonik şəraitinin də olduqca böyük təsiri vardır. Geoloji-tektonik şəraitdən asılı olaraq sellərin və sel ocaqlarının ərazidə inkişaf qanunauyğunluqları, sel ocaqlarının formalaşması və inkişafı, bilavasitə süxurların litoloji tərkibi və ərazinin tektonik quruluşu ilə əlaqəsi B.Ə.Budaqovun, N.V.Dumitraşkonun və İ.E.Mərdanovun əsərlərində geniş şəkildə verilmişdir (Мамедализаде, 1987; Марданов, 1985).

Daşağılçay hövzəsi landşaftlarnın formalaşması və dinamikasında ekzogen relyefəmələgətirən proseslər, yeni tektonik hərəkətlər və səthi qırılmalar aparıcı amil kimi qeyd olunmalıdır. Ərazidə baş verən çoxsaylı qırılmalar və qravitasion-tektonik çatlar müşahidə olunan aktiv tektonik proseslərlə əlaqədardır. Hövzədəki dağ yamacları səthinin kəskin parçalanması təbii landşaftların müxtəlif dərəcədə dəyişikliyə məruz qaldığını göstərir (Будагов и др., 2005). Yuxarıda göstərilənləri nəzərə alaraq və apardığımız dəqiq çöl tədqiqatlarının nəticələrinə əsaslanaraq, CİS mühitində tədqiq olunan ərazinin irimiqyaslı (M 1: 100 000) müasir landşaft xəritəsi tərtib olunmuş və hər bir landşaft kompleksinin müasir landşaft-ekoloji şəraiti təhlil edilmişdir (şəkil).

Dağ-çəmən landşaftları Daşağılçay hövzəsində 32,1 km^2 sahəni əhatə edir. Ümumilikdə isə, dağ-çəmən landşaftları Böyük Qafqazın cənub yamacında 800 km^2 sahəni tutur. Bu qurşaq 2100-3000 m mütləq yüksəkliklərdə intensiv parçalanmış dağlıq ərazilərdə geniş yayılmışdır. Antropogen təsirlərə kəskin məruz qalmış sahələrdə dağçəmən qurşağın aşağı sərhədi 1600-1700 m yüksəkliyə qədər enir.

Landşaft xəritələşdirilməsi zamanı dağçəmən landşaft qurşağı iki yarımtipə – alp və subalp yarımtiplərinə ayrılmışdır. Böyük Qafqazın cənub yamacında mütləq hündürlükdən asılı olaraq alp qurşağının yerləşməsi və diferensiasiyasında kəskin fərqlər müşahidə olunur. Belə ki, qərb sektorunda (Mazımçay və Kürmükçay arasında) 2700-3200 m hündürlükləri, mərkəzi sektorda (Kürmükçay və Daşağılçay arasında) 2500-3000 m, şərq sektorunda (Daşağılçay və Girdimançay arasında) 2800-3500 m hündürlükləri əhatə edir. Daşağılçay hövzəsində alp landşaftlarının formalaşması və inkişafına uçqun, çökmə və sürüşmə materialları güclü təsir edir (Будагов, 1988).

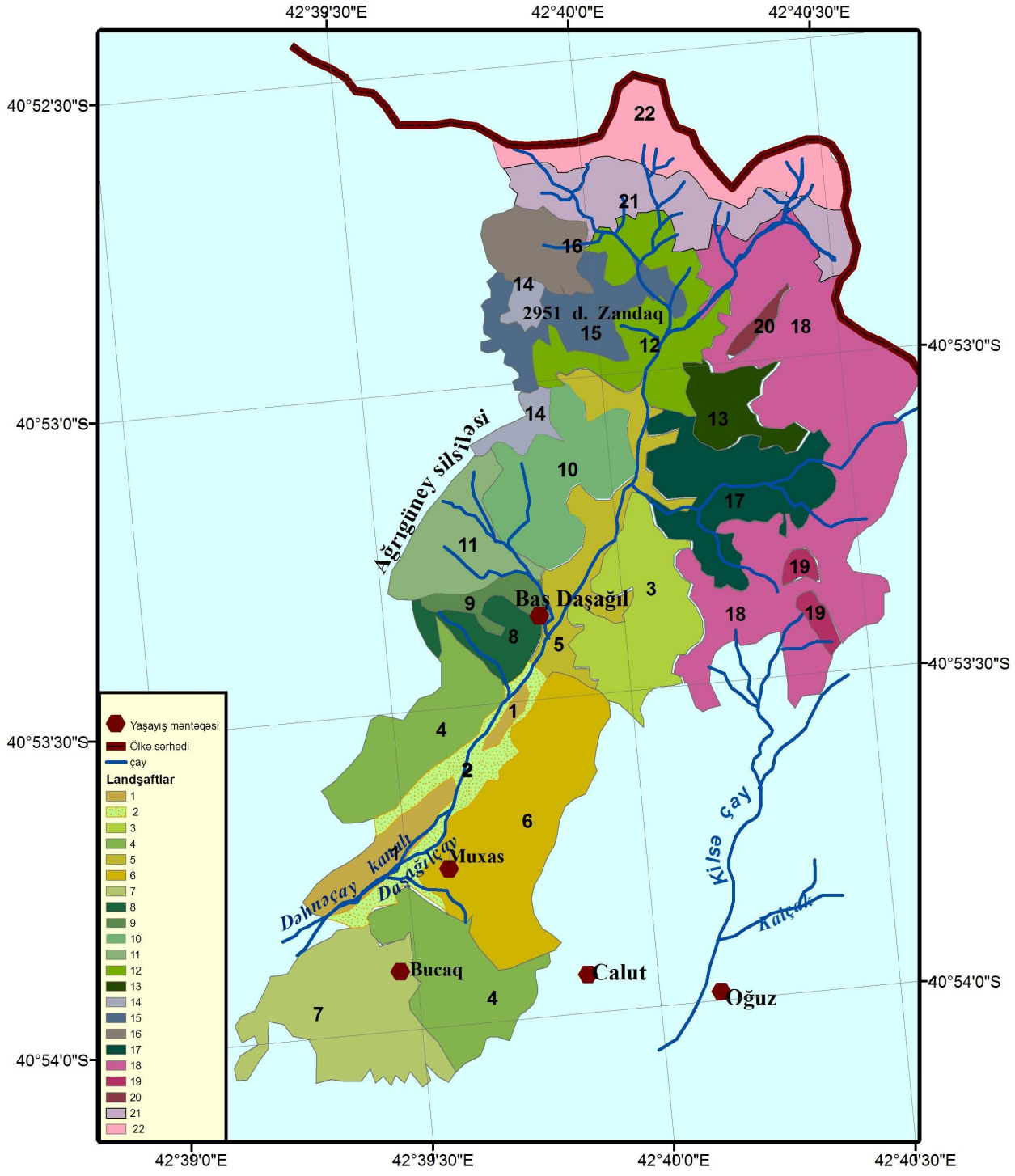
Yamaclarının dikliyi ≥35° olan ərazilər kəskin parçalanmış çay və yarğan şəbəkəsinə malikdir. Alp çəmənlikləri landşaft yarımtipində səpmə, tökmə, sürüşmə materiallarından ibarət sel ocaqları geniş yayılmışdır (Мамедализаде, 1986б).

Dağ-çəmən landşaftlarının yayıldığı ərazi relyefin mürəkkəb orogeomorfoloji quruluşu, kəskin üfüqi və şaquli parçalanma, həmçinin ərazi üzrə geniş dərininə parçalanmış yarğan-dərə şəbəkəsi ilə seçilir.

Alp və subalp yarımtipləri ilə təmsil olunan yüksək dağ çəmənlikləri müasir relyefin qalxma amplitudasından, yamacların meyilliyi və ekspozisiyasından asılı olaraq inkişaf etmişdir. Lakin ərazidə bu landşaftların yayılma arealı bəzən çılpaqlaşmış yamaclarla pozulur (Кучинская, 2011).

Dağ çəmənliklərindən əsasən yay otlaqları kimi istifadə olunur. Lakin normadan artıq, kortəbii otarma alp və subalp çəmənliklərinin sahəsinin azalmasına və bioməhsuldarlığın aşağı düşməsinə səbəb olmuşdur.

Dağ-çəmən landşaftının iqlimi kəskin soyuq qışı və mülayim yayı ilə səciyyələnir. Orta illik temperatur 0 – -2°C, orta aylıq yanvar temperaturu -3 – -7°C, iyul temperaturu isə 10-13°C təşkil edir.



Daşağılçay hövzəsi müasir landşaftlarının xəritəsi (M 1: 100 000)

Şərti işarələr: *I. Alçaq dağlığın və dağ ətəyinin meşə kompleksləri:* 1. Çay dərəsinin alluvial düzənliklərinin çəmən-meşə, çəmən torpaqları üzərində antropogen təsirlərlə pozulmuş meşədən sonrakı kolluqlar, vələs, murdarça, zoğal və s.; 2. Təzə sel gətirmələrindən formalaşmış çay dərəsinin daşlı, çınqıllı qumluqları; 3. Alçaq və qismən orta dağlığın orta və kəskin parçalanmış yamaclarının qonur, qismən qəhvəyi meşə torpaqlarında əsasən palıd, vələs və qismən fıstıq ağacları; 4. Kəskin parçalanmış dik dağ yamacının qəhvəyi dağ-meşə torpaqları üzərində palıd-vələs meşələri; 5. Alçaq dağlığın zəif parçalanmış yamaclarında antropogen pozulmuş meşədən sonrakı çəmən və kolluqlar; 6. Orta dərəcədə parçalanmış dik yamacların qonur-meşə torpaqları üzərində palıd, vələs, fıstıq, zoğal,

yemişan kolları; 7. Gətirmə konusunun yüksək hissəsinin alluvial çöküntülərinin çəmən-meşə, qismən qəhvəyi-meşə torpaqları üzərində təkrar meşə- kolluqlar. *II. Orta dağlığın meşə kompleksləri:* 8. Orta dağlığın kəskin parçalanmış yamaclarında qonur və qismən qəhvəyi torpaqları üzərində bəzən çılpaqlaşmış yamaclarda seyrək alçaqboylu palıd, vələs və fıstıq meşələri; 9. Orta dağlığın dik (35°) yamaclarında meşədən sonrakı yuxa, güclü eroziyaya uğramış dağ-çəmən torpaqlarında çəmən və qismən kolluqlar; 10. Orta dağlığın kəskin parçalanmış dik yamaclarında qonur-meşə torpaqları üzərində fıstıq, vələs, palıd və s. ağaclar; 11. Orta dağlığın orta dərəcədə parçalanmış yamaclarında qonur-meşə torpaqları üzərində palıd-fıstıq meşələri; 12. Orta dağlığın kəskin parçalanmış yamaclarında qonur-meşə torpaqları üzərində fıstıq-palıd meşələri; 13. Orta dağlığın orta dərəcədə parçalanmış yamaclarında qonur-meşə torpaqlarında antropogen pozulmuş meşədən sonrakı meşə-kolluqlar. *III. Yüksək dağlığın çəmən kompleksləri:* 14. Yüksək dağlığın dik, orta dərəcədə parçalanmış, qismən dağ-çəmən torpaqlarında tala şəkilli çəmənliklər; 15. Yüksək dağlığın dik, kəskin parçalanmış yamaclarının çimli dağ-çəmən torpaqlarında subalp çəmənlikləri; 16. Yüksək dağlığın nisbətən hamarlanmış yastanalarının dağ-çəmən landşaftı; 17. Yüksək dağlığın şiddətli parçalanmış yamaclarının qonur-dağ meşə torpaqları üzərində az məhsuldar, nisbətən seyrək fıstıq, vələs və qismən palıd və s. ağaclar; 18. Yüksək dağlığın orta, qismən kəskin parçalanmış yamaclarında dağ-çəmən torpaqlarında qismən subalp çəmənlikləri; 19. Yüksək dağlığın kəskin parçalanmış, şiddətli eroziyaya uğramış, çılpaqlaşmış qayalıqları; 20. Yüksək dağlığın kəskin parçalanmış yuxa dağ-çəmən torpaqlarında seyrək alp çəmənlikləri; 21. Yüksək dağlığın kəskin parçalanmış yuxa dağ-çəmən torpaqlarında antropogen pozulmuş alp çəmənlikləri; 22. Yüksək dağlığın şiddətli parçalanmış qayalı-daşlı subnival landşaftı

Daşağılçay hövzəsində subalp landşaftları yarımtipi daha geniş areala malikdir (35,1 km^2). Subalp landşaft yarımtipi dağ-çəmən və dağ-meşə landşaft zonaları arasında keçid təşkil edib, relyefi çay və yarğan şəbəkəsi ilə kəskin parçalanmışdır (4,5-5,5 km/km^2). Litoloji cəhətdən ərazi mürəkkəb qurluşa malikdir və asanlıqla aşınmaya məruz qalır (Мамедализаде, 1986б).

Relyefin böyük enerjisi, yamacların dikliyi, atmosfer yağıntılarının çoxluğu torpağın yuyulmasına və kristallik bünövrənin səthə çıxmasına səbəb olur. Bu da ərazidə fiziki aşınma proseslərinin intensivləşməsi ilə nəticələnir. Bütün bu sadalanan ekzogen amillər nəticəsində dik yamaclarda zəif inkişaf etmiş nazik torpaq təbəqəsi deqradasiyaya məruz qalır, səpinti, ovuntu və ufantı konusları inkişaf edir. Alp və subalp çəmənliklərində ekzodinamiki proseslərin fəallaşması təbii komplekslərin deqradasiyasına gətirib çıxarır (Мамедализаде, 1986а**).**

Dağ-meşə landşaftları Daşağılçay hövzəsinin 73,3 km^2 sahəsini əhatə edir. Dağ-meşə landşaft zonası 500-550 m-dən 2000-2200 m-ə qədər yüksəkliklərdə yayılmışdır. Daşağılçay hövzəsində antropogen yüklənmə yüksək həddə olmasına baxmayaraq, talalara seyrək halda rast gəlinir.

Dağ-meşə landşaft zonası rütubətli soyuq qışı və yağıntıları bərabər paylanan mülayim isti iqlimi ilə səciyyələnir. İllik günəş radiasiyasının miqdarı 120-135 kkal/sm^2, illik radiasiya balansı 25-45 kkal/sm^2-dir. Orta illik yanvar temperaturu -2°C-dən -10°C-yə qədər, orta iyul temperaturu 15°C-dən 25°C-yə qədər yüksəlir. Qeyd etmək lazımdır ki, bu göstəricilər meşənin yuxarı və aşağı sərhədlərində bir-birindən fərqlənir .

Ərazidə yarğan-dərə şəbəkəsinin sıxlığı 1-1,5 km/km^2, çayların dərininə parçalanması 150-400 m təşkil edir. Ərazinin iqlim xüsusiyyətlərindən, litoloji şəraitindən və yamacların səmtindən asılı olaraq meşənin yuxarı və aşağı sərhədi, həmçinin ağacların növ tərkibi dəyişir.

Daşağılçay hövzəsində alçaq dağlığın meşə kompleksləri arasında qəhvəyi və qonur-meşə torpaqları üzərində inkişaf etmiş palıd, vələs və fıstıq ağaclarından ibarət meşələr daha geniş yayılma arealına malikdir. Fıstıq-vələs ağaclarından ibarət daha məhsuldar meşə massivləri 1200-1600 m hündürlüklərdə əsasən qonur-meşə torpaqları üzərində inkişaf etmişdir.

Tədqiqatlar nəticəsində müəyyən olunmuşdur ki, regionun digər ərazilərində olduğu kimi, Daşağılçay hövzəsində də dağ-meşə landşaftları intensiv yamac prosesləri - sürüşmələr, uçqunlar və insanın təsərrüfat fəaliyyəti nəticəsində kəskin struktur dəyişmələrinə məruz qalmış, meşələrdə seyrəklik artmış, bəzi ağac növləri – şabalıd, cökə və s., demək olar ki, sıradan çıxmışdır.

Xüsusi olaraq qeyd etmək lazımdır ki, Daşağılçay hövzəsində 1500-2000 m hündürlükdə yerləşən, son dövrlərdə antropogen təsirlərlə meşəsizləşmiş ərazilərdə sahələri sürətlə genişlənən sel ocaqlarında toplanan külli miqdarda aşınma materialları Baş Daşağıl və Muxas kəndləri üçün mütəmadi olaraq potensial sel təhlükəsi yaradır.

Daşağılçayda tez-tez təkrarlanan sellərin qarşısını almaq məqsədilə Baş Daşağıl və Muxas kəndlərində çay sahilləri boyunca beton bəndlər quraşdırılmış və həmin ərazidə mütəmmadi olaraq çay yatağının tənzimlənməsi işləri aparılır.

Lakin ərazidəki müşahidələrimizə görə, Bucaq kəndindən yuxarıdakı çay dərələrində də sel-qoruyucu beton bəndlərin çəkilməsi olduqca zəruridir. Bucaq kəndindən şimal-şərqdə beton bəndlərin inşaası kəndi sel təhlükəsindən qoruyar və hər il sel təhlükəsinə məruz qalan Oğuz-Şəki magistralının dağılmasının qarşısını alar.

Son zamanlar Daşağılçay hövzəsi landşaftlarının formalaşmasına təsir edən antropogen təsirlərin intensivləşməsi ərazinin rekreasiya üçün əlverişli təbii şəraiti ilə bağlıdır. Burada turizm və istirahət mərkəzlərinin sürətlə inkişafı ağac pöhrələrinin məhv olmasına, torpağın kipliyinin artmasına, meşə döşənəyinin pozulmasına səbəb olmuşdur. Təbii landşaftlara göstərilən bu və ya digər antropogen təsirlər ərazidə sürüşmələrin intensivləşməsi, həmçinin ərazi üçün çox təhlükəli olan sel hadisələrinin daha tez təkrarlanması ilə nəticələnir.

Nəticə

Apardığımız çöl tədqiqatları və ərazinin aerokosmik şəkillərinin deşifrələnməsi materiallarının analizi nəticəsində aşağıdakı nəticələr əldə olunmuşdur:

– meşələrin intensiv qırılması, ərazinin sistemsiz otarılması və turizm mərkəzlərinin genişlənməsi nəticəsində ərazinin antropogen yüklənməsi kəskin artmış, orta dağlıq zonada – Tikanlıçay, Girdimançay, Kürmükçay və Daşağılçay hövzələrində sürüşmə proseslərinin intensivləşməsinə səbəb olmuşdur;

– sel əmələgətirən proseslərin aktivləşməsi nəticəsində ərazidə landşaft-ekoloji gərginlik kəskin artmışdır (xüsusən də Daşağılçayda iri gətirmə materiallarının son 5 ildə kəskin artması müşahidə olunur). Daşağılçayda mühəndis-meliorativ işlərin geniş miqyasda və lazımı səviyyədə aparılmaması Baş Daşağıl və Muxas kəndlərini mütəmadi olaraq sel təhlükəsi ilə üzləşdirir;

– Daşağılçay hövzəsinin müasir relyefi yeni tektonik hərəkətlərin və ərazi üçün səciyyəvi olan ekzodinamik proseslərin qarşılıqlı fəaliyyəti nəticəsində formalaşmışdır. Yüksəklik landşaft qurşaqlarının, landşaftdaxili strukturun və morfoloji vahidlərin formalaşmasının qeyd olunan proseslərlə genetik əlaqəsi araşdırılmışdır;

– çöl tədqiqatları və fond materiallarının təhlili nəticəsində ilk dəfə olaraq CİS mühitində Daşağılçay hövzəsinin 1:100 000 miqyasında müasir landşaft xəritəsi tərtib edilmişdir .

ƏDƏBİYYAT

АЛИЗАДЕ, Э.К. 1998. Морфоструктурное строение горных сооружений Азербайджана и сопредельных территорий (на основе материалов дешифрирования космических снимков). Элм. Баку. 248с.

БУДАГОВ, Б.А. 1969. Геоморфология южного склона Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР. Баку. 177с.

БУДАГОВ, Б.А., АЛИЗАДЕ, Э.К., ГУЛИЕВА, С.Ю., КУЧИНСКАЯ, И.Я. 2005. Геоморфологические особенности влияния процессов экзоморфогенеза на ландшафтно-экологическую обстановку южного склона Большого Кавказа (на основе КС). В материалах научно-практической конференции: *Природно-разрушительные процессы Шеки-Загатальского региона и экогеографические проблемы развития региона,* Шеки, 55-61.

БУДАГОВ, Б.А. 1988. Современные естественные ландшафты Азербайджанской ССР. Элм. Баку. 136с.

КУЧИНСКАЯ, И.Я. 2011. Ландшафтно-экологическая дифференциация горных геосистем. Баку. 195с.

МАМЕДАЛИЗАДЕ, М.О. 1986. О роли обвальных материалов в формировании селей на южном склоне Большого Кавказа (междуречье Мухахчай и Фильфиличай). В материалах: *XIV научная конференция молодых ученых Института географии АН Азерб. ССР,* Баку, 14-17.

МАМЕДАЛИЗАДЕ, М.О. 1986. Изучение ландшафтов бассейнов селеносных рек южного склона Большого Кавказа (междуречье Мухахчая и Фильфиличая) с использованием материалов аэрофотоснимков. Автореф. дисс…. канд. геогр. наук, Баку, 21с.

МАМЕДАЛИЗАДЕ, М.О. 1987. Об активности развития ландшафтов опасных селевых очагов южного склона Большого Кавказа и их деформирование на АФС. *Известия АН Азерб. ССР. Науки о Земле,* 5, 32-37.

МАРДАНОВ, И.Э. 1985. Особенности строения и динамики рельефа южного склона Большого Кавказа (междуречье Геокчай-Пирсаатчай). Фонды Института географии АН Азерб. ССР, 65с.

Məqaləyə c.e.n. Y.Ə.Qəribov rəy vermişdir

© İ.Ə.Quliyev, 2013

GÖYÇAY HÖVZƏSİNDƏ ŞAQULİ QURŞAQLIQ ÜZRƏ TORPAQLARDA DEQRADASİYANIN QİYMƏTLƏNDİRİLMƏSİ

İ.Ə.Quliyev

Azərbaycan MEA akad. H.Ə.Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu
AZ1143, Bakı, H. Cavid prosp., 31

Məqalədə Böyük Qafqazın cənub hissəsinin torpaq örtüyünün hündürlük qurşaqlığı üzrə yamacların ekspozisiyası nəzərə alınmaqla, antropogen deqradasiya vəziyyəti tədqiq olunmuşdur. Bir çox torpaq parametrləri və klassik torpaq analizi nəticələri əsasında fərqli ekotoplar müqayisəli şəkildə izah edilir. Kserofil meşələrin qəhvəyi dağ-meşə torpaqları tədqiqat ərazisində deqradasiya yaradan proseslərin sürətli getdiyi torpaq tipi olduğu müəyyən edilmişdir.

Giriş

Antropogen təsir nəticəsində torpaqlarda gedən deqradasiyanın istiqamət və xüsusiyyətlərini tədqiq etmək və qiymətləndirmək nəzəri və praktik cəhətdən əhəmiyyətlidir. Yer kürəsinin insan məskunlaşdığı bütün regionlarında bu problem fərqli istiqamətlərdə və fərqli səviyyədə mövcuddur. Respublikanın, o cümlədən tədqiqat rayonunun torpaq örtüyü də bu problemdən kənarda deyildir.

Dünyanın müxtəlif ölkələrində antropogen fəaliyyətin torpaq örtüyünə təsiri fərqli metod və üsullar əsasında öyrənilmişdir (Глазковская и др., 1986; Зонн, 1992; Снакин и др., 1992; Чендев, 1997; Шептунов и др., 1997). Respublikamızda bu istiqamətdə bir çox torpaqşünas alimlər (Babayev və b., 2002; Залибеков, 2002; Мамедов, 1990) tərəfindən tədqiqat işləri aparılmışdır.

Dağlıq ölkələrdə şaquli qurşaqlıq üzrə dağlardan düzənliyə doğru aridləşmə prosesinin sürətlənməsi ilə yanaşı, antropogen prosesin torpaqlara təsiri də mütənasib olaraq çoxalır və deqradasiya intensiv xarakter alır. Böyük Qafqaz dağ sistemi və ona yaxın regionlarda bu istiqamətdə bir sıra tədqiqat işləri yerinə yetirilmişdir (Бананова, 1994; Залибеков, 2002).

Tədqiqat obyekti və metodu

Tədqiqat ərazisi inzibati cəhətdən İsmayıllı rayonunu, fiziki-coğrafi kontekstdə isə Göyçay hövzəsini əhatə edir. 2007-2010-cu illərdə şaquli qurşaqlıq üzrə dörd torpaq tipində antropogen təsirin doğurduğu deqradasiya vəziyyəti öyrənilmişdir. Dağ-çəmən torpaqlarında aparılmış tədqiqat işi Göyçayın mənbəyinə yaxın, Şakam yaylağının ərazisində yerinə yetirilmişdir. Tədqiqat ərazisi dəniz səviyyəsindən 2100-2200 m hündürlükdə yerləşir. İkinci tədqiqat meydançası İsmayıllı rayonunun Xanagah kəndindən 3 km şimal-şərqdə, «Qalabatay» deyilən yerdə seçilmişdir. Bura dəniz səviyyəsindən 1100-1200 m hündürlükdə yerləşir. Üçüncü tədqiqat meydançası kserofil meşələr zonasını əhatə edir. Alçaq dağlıq qurşağı əks etdirən ərazi üçün qəhvəyi dağ-meşə torpaq tipi səciyyəvidir. Dördüncü təcrübə sahəsi İsmayıllı rayonunun İvanovka kəndinin ərazisinə düşür. Hər bir tədqiqat meydançası ayrılıqda bir hektar (100x100 m^2) sahəni əhatə edir. Bu sahə daxilində yamacların meyilliliyi, baxarlılığı, meşələrin doluluğu və antropogen təsir dərəcəsi nəzərə alınmaqla, torpaqların bəzi fiziki-kimyəvi xassələri, yerüstü fitokütlənin miqdarı, genetik qatlarda baş vermiş morfoloji dəyişikliklər öyrənilmişdir. Seçilmiş torpaq nümunələrinin analizləri ümumi qəbul olunmuş metodika əsasında aparılmışdır. Alınmış nəticələrin riyazi-statistik hesablama yolu ilə etibarlılığı təmin olunmuşdur.

Torpaqlarda antropogen təsiri qiymətləndirmək üçün bu sahədə tədqiqat aparmış tədqiqatçıların (Снакин и др., 1992; Шептунов и др., 1997, Babayev və b., 2003) metod və üsullarından istifadə olunmuşdur.

Müqayisəli coğrafi metod əsasında ayrı-ayrı torpaq tiplərində beş qradasiya üzrə (0, 1, 2, 3, 4) deqradasiya səviyyəsi müəyyən edilmişdir. Hər bir torpaq tipi üçün qurulmuş münbitlik modeli və ərazi üçün seçilmiş etalon torpaq analizi göstəriciləri müqayisə edilmişdir. Əgər qəbul etdiyimiz parametrlər üzrə tədqiq olunan torpaqlarda pisləşmə etalon torpaqlarla müqayi-

sədə 0-20% arasında dəyişirsə, bu torpaqları deqradasiyaya məruz qalmamış, 20-40% arası fərq zəif deqradasiya, 40-60% arası – orta deqradasiya, 60-80% arası – sürətli deqradasiya, 80-100% arası – çox sürətli deqradasiyaya məruz qalmış torpaq kimi qəbul edilmişdir. Torpaqların deqradasiya dərəcəsi ilə məhsuldarlığı arasında fərq çöl şəraitində müəyyənləşdirilmişdir.

Təhlil və müzakirə

Birinci olaraq çöl-tədqiqat işləri Göyçayın mənbəyinə yaxın, Şakam yaylağı ərazisində aparılmışdır. Çimli dağ-çəmən yarımtip daxilində, yamacların ekspozisiyası və deqradasiya vəziyyəti nəzərə alınmaqla, 14, 15, 16, 17 saylı torpaq kəsimləri qoyulmuşdur. Aşağıda antropogen təsir fərqi nəzərə alınmaqla, bu kəsimlərdən ikisinin (14, 15) morfoloji təsvirini və analiz nəticələrinin müqayisəli şəkildə izahını veririk. 14 saylı kəsim Zarat kəndinin xarabalıqlarından 150-200 m aralıda, cənub-şərq istiqamətli yamacda qoyulmuşdur. Humus qatının qalınlığı 22 sm təşkil edir. Çimli humus qatı (AT_{vpz}) 0-5 sm qalınlığa malikdir. Heyvanların normadan çox otarılması nəticəsində bəzi yerlər, demək olar ki, çim qatından məhrum olunmuşdur. Profil boyu baş vermiş bərkimə torpağın strukturunu pozmuşdur. Torpağın həcm çəkisi aşağı qata doğru artır və su sızdırma xassəsi pisləşir. Üst qatda humusun miqdarı 5,57%-dir. Profil boyu fiziki gilin miqdarı (<0,01) üst qatda 37,5% təşkil etdiyi halda, aşağı qatda bu göstərici 53,7%-ə qədər çoxalır. Lil fraksiyasının miqdarı (<0,001) fiziki gilə uyğun artır. Şimal-qərb yamacda qoyulmuş 15 saylı kəsimin morfoloji təsvirində ümumi humus qatın qalınlığı 30 sm, çim qatı 0-8 sm təşkil edir. Qida maddələrinin miqdarında (humus 8,70%) və fiziki xassələrində fərqlər mövcuddur.

Antropogen təsirin, torpaq və iqlim tipinin eyni olmasına baxmayaraq, cənub-şərq yamac şimal-qərb yamaca nisbətən az dərəcədə deqradasiyaya məruz qalmışdır. Bunun başlıca səbəbi ekspozisiyadan asılı olaraq torpaq-ekoloji şəraitdə yaranan fərqlərdir. Aridləşmə harada sürətlə gedirsə, həmin ərazi daha çox deqradasiyaya məruz qalır. Şimal-qərb yamacda cənub-şərq yamaca nisbətən torpaqəmələgəlmə prosesi yaxşı getmişdir. Bu torpaqlarda əks-yamaca nisbətən bitkilərin bərpaolma sürəti də yüksəkdir.

Cənub-şərq və şimal-qərb yamaclar nəzərə alınmaqla, dörd meydançada yerüstü yaşıl fitokütlə öyrənilmişdir. 1 m^2 sahədə bitkilərin növ tərkibi, fitokütləsi və torpağın bitkilərlə örtülmə dərəcəsi hesablanmışdır.

Şimal-qərb yamac üçün zəif deqradasiyaya uğramış torpaqlarda növün sayı 8 (zəng otu – *sampanulla trantventera*, qırmızı üçyarpaq – *Trifolium Canesens*, çobanyastığı – *Anthemis L.,* göyçiçək – *Gentaurea L və s.*), yerüstü yaşıl fitokütlə 550-600 q/m^2, bitki ilə örtülmə dərəcəsi 90-95% təşkil etmişdir. Cənub-şərq yamacda bitkinin növ tərkibi 5, yaşıl fitokütlənin çəkisi deqradasiya dərəcəsindən asılı olaraq 250-300 q/m^2 və örtülmə dərəcəsi isə 30-50% arası dəyişmişdir.

II tədqiqat sahəsinin (İsmayıllı rayonunun Xanagah kəndi) ərazisi qonur dağ-meşə torpaqları arealı daxilində yerləşir. Yaşayış məntəqəsinə yaxın olduğu üçün antropogen təsir vizual olaraq görünür. 11, 12, 13 saylı torpaq kəsimləri həm normal sıxlığa malik (doluluğu 0,5-0,6) meşələr altında, həm də antropogen təsirə məruz qalmış torpaqlarda qoyulmuşdur. Aşağıda şimal yamacda fısdıq – vələs meşəsi altında qoyulmuş 12 saylı kəsimin morfoloji təsvirini veririk:

A_0 0-5 sm	– qara rəngdə yarpaq töküntüsündən ibarət yumşaq döşəmə, töküntünün torpaqla təmas hissəsi yarımçürümüş vəziyyətdədir.
A_1 5-27 sm	– tünd-qonur rəngdə, dənəvari-qozvari, çoxlu ağac və ot kökləri görünür, ağır gilcəli, nəmlidir, aşağı qata nisbətən yumşaqdır, HCl-nin təsirindən qaynamır, keçidi aydındır.
A_2 27-42 sm	– açıq-qonur rəngdə, ümumi fonda qonur-qəhvəyi çalar üstünlük təşkil edir. Dil şəklində açıq rəng seçilir, çoxlu ağac kök və kökcükləri mövcuddur. Strukturu qozvari-kəltənvari, ağır gilcəli, nəmli, HCl-nin təsirindən qaynayır.
B 42-75 sm	– qonur və yaxud qəhvəyi-qonur rəngdə, bərkdir, ağ rəngdə xırda daşlar vardır, torpaqları kəltənvari, keçidi aydın, bərkdir, gilli, HCl-nin təsirindən qaynayır.
C 75-130 sm	– elüvial-delüvial çöküntülərdən ibarət xırdalanmış daşlar, struktursuz, zəif humus axıntısı müşahidə olunur. Aşınma qabığı süxurları arasında gilli şistlər üstünlük təşkil edir.

Torpaq kəsiminin morfoloji təsvirində meşə döşənəyinin qalınlığından, parçalanma dərəcəsindən, humus qatının rəngindən və qalınlığından, A_1, A_2 genetik qatların struktur göstəricilərindən məlum olur ki, ərazi antropogen təsirə zəif məruz qalmışdır. Analiz nəticələrinə görə, A_1 horizontunda humusun və ümumi azotun miqdarı müvafiq olaraq 9,20-10,06% və 0,37-0,43% arasında dəyişir. Hər iki göstərici profil boyu, demək olar ki, sürətlə azalır. Qranulometrik tərkib üzrə fiziki gil (<0,01 mm) və lil fraksiyası (0,001 mm) A_1 horizontundan A_2 horizontuna keçərkən azalır və illüvial qatda hər ikisi kəskin şəkildə çoxalır. Mühit reaksiyası zəif turş və neytraldır. Udulmuş kationlardan Ca^{2+} profil boyu üst qatdan aşağı qata doğru azaldığı halda, əksinə, Mg^{2+} dərinliyə doğru çoxalır.

11 saylı kəsim eyni torpaq-iqlim tipində və eyni hündürlükdə, lakin antropogen təsirə daha çox məruz qalmış cənub yamacda qoyulmuşdur. Sahə son 50-60 ildə meşədən məhrum olmuş və otlaq-biçənək kimi istifadə olunur. Torpaqda çimləşmə prosesi getmişdir. 12 saylı kəsimlə müqayisədə torpaqların profilində, fiziki-kimyəvi xassələrində fərqlər yaranmışdır. Torpağın üst (A+B) genetik qatlarının qalınlığı və qida maddələrinin miqdarı azalmışdır. Müqayisədə humus 3-3,5%, ümumi azot 0,20-0,30% itirmişdir. Bu torpaqlar əsasən fiziki deqradasiyaya məruz qalmışdır. Tədqiqat ərazisində bu qurşaqdan cənuba doğru torpaqların antropogen yükləməsi və deqradasiyası sürətlə çoxalır.

Qəhvəyi dağ-meşə torpaqları tədqiqat rayonu ərazisində antropogen deqradasiya prosesinin ən intensiv getdiyi qurşaqdır. Bu qurşaqda intensiv əkinçilik fəaliyyəti nəticəsində meşə örtüyünün 50 %-dən çoxu məhv olmuş və bozqır sahələrə çevrilmişdir (1-ci, 2-ci şək.). Bu qurşaq daxilində müşahidə və eksperimental işlər fərqli meydançalarda aparılmışdır. İsmayıllı rayonunun Bali yaşayış məntəqəsi ətrafında seçilmiş bu təcrübə meydançalarını yamacın baxarlılığı, meyilliliyi, meşədən məhrum olma müddəti fərqləndirir. Arid iqlim şəraiti daxilində antropogen təsir torpaqların fiziki-kimyəvi xassələrində daha ciddi şəkildə özünü göstərir. Bunları cədvəldən aydın görmək olur.

Dağ-qara (meşə altından çıxmış) torpaqlar zonası meşədən məhrum olduğu vaxtdan antropogen təsirə məruz qalmaqdadır. Bu torpaq tipi tədqiqat rayonunun İvanovka yaylasında formalaşmışdır. Torpaqda son 100 ildə insanın təsərrüfat fəaliyyətinin yaratdığı neqativ halları qiymətləndirmək üçün ədəbiyyat materiallarının analiz nəticələri ilə apardığımız laboratoriya analizi göstəriciləri müqayisə olunmuşdur.

Çöl tədqiqat işləri bərkimiş dağ-qara (meşə altından çıxmış) yarımtipdə aparılmışdır. Mövcud vəziyyəti qiymətləndirmək üçün 101, 102, 103, 104, 105 saylı torpaq kəsimləri qoyulmuşdur. Aşağıda İvanovka kəndindən 1-1,5 km şimal-qərbdə, xam torpaqlarda qoyulmuş 101 saylı kəsimin morfoloji təsvirini veririk:



1-ci şəkil. Göyçayın sağ sahilində antropogen təsirə məruz qalmış arid seyrək meşələrin karbonatlı dağ-qəhvəyi torpaqları



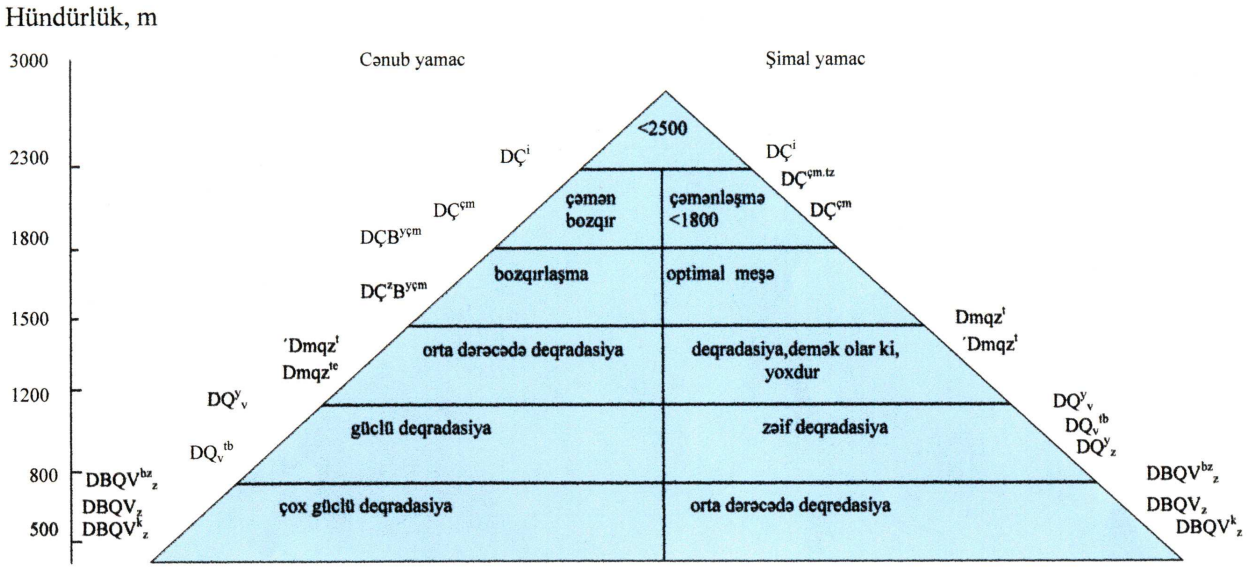
2-ci şəkil. Göyçayın hövzəsində insanın təsərrüfat fəaliyyətinin təsirinə məruz qalmış arid meşələr

A_1 0-15 sm	– qara rəngdə, dənəvari-qozvari, ağır gilcəli, aşağı qata nisbətən yumşaq, çoxlu ot kökləri və kökcükləri, quru, keçidi tədrici, HCl-nin təsirindən qaynamır.
A_2 15-35 sm	– tünd-qonuru, kəltənvari, gilli, çox bərk, ot kökləri, zəif nəmli, HCl-nin təsirindən qaynamır.
B 35-60 sm	– qəhvəyi fonda qonura çalır, kəltənli, çox bərk, ağır gilli, zəif nəmli, qaynamır.
BC 60-95 sm	– açıq-qəhvəyi fonda qonura çalır, nisbətən yumşaq, kəltənli, tək-tək süxur qırıntıları, zəif ot kökləri, HCl-nin təsirindən qaynayır.
C 95-128 sm	– açıq-sarımtıl, yumşaq, tək-tək ot kökləri, az rütubətli, struktur seçilmir, HCl-nin təsirindən şiddətli qaynayır.

Böyük Qafqazın cənub yamacının qəhvəyi dağ-meşə torpaqlarının riyazi-statistik parametrləri (n=5)

Genetik horizont	Torpağın əlamətləri	Qəhvəyi dağ-meşə torpaqlar					
		1-ci müşahidə meydançası: son 45-50 il intensiv istifadə olunmuş torpaqlar		2-ci müşahidə meydançası: 20-25 il intensiv istifadə olunmuş torpaqlar		3-cü müşahidə meydançası: son 15 il intensiv istifadə olunmuş torpaqlar	
		M	m	M	m	M	m
A	Qalınlıq	27,4	0,6	28,9	0,6	30,5	1,1
	Humus	2,8	0,2	3,5	0,2	4,9	0,1
	Karbonatlıq	6,9	0,5	4,3	0,5	2,85	0,8
	Ca^{2+}	39,0	0,8	20,5	0,6	28,2	0,6
	Mg^{2+}	10,5	0,4	2,3	0,8	4,7	0,8
	Udulmuş əsasların cəmi	45,5	0,9	22,8	0,9	32,9	1,1
B	Qalınlıq	31,3	0,6	30,9	0,8	34,5	0,6
	Humus	1,9	0,2	3,1	0,1	3,4	0,3
	Karbonatlıq	5,7	0,3	3,7	0,1	3,2	0,6
	Ca^{2+}	24,6	0,5	23,5	0,5	26,7	0,5
	Mg^{2+}	8,7	0,6	7,3	0,6	6,1	0,9
	Udulmuş əsasların cəmi	33,3	0,7	30,8	0,9	32,8	0,7
C	Qalınlıq	0,5	0,1	0,6	0,1	0,9	0,1
	Humus	7,2	1,1	8,5	1,0	9,7	1,1
	Karbonatlıq	18,5	0,9	21,3	1,0	23,2	0,9
	Ca^{2+}	6,0	0,7	7,2	1,1	6,8	0,6
	Mg^{2+}						
	Udulmuş əsasların cəmi	24,5	0,8	28,5	0,9	30,0	0,6

Qeyd: M – orta hesabi qiymət, m – orta xəta, n – müşahidələrin sayı



3-cü şəkil. Böyük Qafqazın cənub hissəsində şaquli zonallıq üzrə deqradasiya dərəcəsi və torpaq tiplərinin yerləşmə sxemi
Torpaqlar: ibtidai dağ-çəmən – $DÇ^{i}$, çimli-torflu dağ-çəmən – $DÇ^{çm.tz}$, çimli dağ-çəmən – $DÇ^{çm}$, yuyulmuş çimli dağ-çəmən bozqır – $DÇB^{yçm}$, yuxa tipik qonur dağ-meşə – $Dmqz^{t}$, yuxa tipik qonur-dağ-meşə – $´Dmqz^{t}$, yuxa yuyulmuş çimli dağ-çəmən bozqır – $DÇ^{z}B^{yçm}$, tam inkişaf etməmiş qonur-dağ-meşə-$Dmqz^{te}$, yuyulmuş dağ-meşə-qəhvəyi – DQ^{y}_{v}, bozqırlaşmış tipik dağ-meşə-qəhvəyi – DQ_{v}^{tb}, yuyulmuş dağ-qara – DQ^{y}_{z}, karbonatlı dağ-tünd-boz-qəhvəyi – $DBQV^{k}_{z}$.

Aparılmış tədqiqatların (Имшенецкий, 1926; Захаров, 1940; Бананова, 1994) analiz nəticələrinə görə, akkumulyativ qatda humusun miqdarı 5,5-6%, ümumi azot 0,25-0,35% arasında dəyişdiyi halda, bizim apardığımız analiz nəticələrinə görə, bu göstəricilər müvafiq olaraq, 3,5-4,5% və azot 0,25-0,30% olmuşdur. Torpaqların intensiv becərilməsi fiziki göstəricilərin pisləşməsinə səbəb olmuşdur. Yamacların meyilliyindən və ekspozisiyasından asılı olaraq deqradasiya prosesi fərqlidir.

3-cü şəkildən göründüyü kimi, Böyük Qafqazın cənub hissəsində yamacların baxarlılığından asılı olaraq torpaqların deqradasiyaya uğrama dərəcəsi və intensivliyi fərqlidir. Aridlik çoxaldıqca antropogen fəaliyyətin neqativ təsiri daha da sürətlənir.

Nəticə

1. Şaquli qurşaqlıq üzrə Böyük Qafqazın cənub hissəsində cənub baxarlı yamaclar şimal istiqamətli yamaclara nisbətən daha çox kimyəvi və fiziki deqradasiya prosesinə məruz qalmışdır.

2. Mezofil meşələr qurşağı qonşu qurşaqlara nisbətən deqradasiya prosesinə zəif məruz qalsalar da, aşağıda qəhvəyi dağ-meşə, yuxarıda dağ-çəmən torpaqlarında gedən intensiv deqradasiya prosesləri yaxın gələcəkdə bu qurşaqda ciddi neqativ dəyişikliklər yarada bilər.

3. Kserofil meşələrin qəhvəyi dağ-meşə torpaqları tədqiqat ərazisində deqradasiya prosesinin intensivliyinə görə ən sürətlisi hesab olunur.

ƏDƏBİYYAT

BABAYEV, M.R., HƏSƏNOV, V.H., BABAYEV, İ.M. 2002. Azərbaycan Respublikası torpaq örtüyünün deqradasiyası. Elm. Bakı. 16-25.

BABAYEV, M.R., HƏSƏNOV, V.H. və b. 2003. Torpaq deqradasiyası (metodik tövsiyə). Elm. Bakı.

SALAMOV, G.A. 1971. Böyük Qafqazın alçaq dağlıq və dağətəyi zonalarının qaratorpaqları. Elm. Bakı.

БАНАНОВА, В.А. 1994. Антропогенное опустынивание аридных территорий Калмыкии. Автореф. дисс. … докт. геогр. наук. Ашхабад.

ГЛАЗОВСКАЯ, М.А., СОЛЦЕВА, Н.П. и др. 1986. Техногенез: формы проявлений. В кн.: *Успехи почвоведения.* Наука. Москва. 103-114.

ЗАЛИБЕКОВ, З..Г. 2002. Изменение почвенного покрова под влиянием процессов опустынивания. *Почвоведение*, 12, 1445-1451.

ЗАХАРОВ, С.А. 1940. Значение экспозиции и крутизны склонов в распределении почв и растительности Б.Кавказа. *Ботанический журнал,* XXV, 4-5.

ЗОНН, С.В. 1992. Мелиоративная деградация почв и пути ее ослабления. *Почвоведение,* 1, 44-52.

ИМШЕНЕЦКИЙ, И.З. 1926. К классификации черноземов. *Почвоведение,* 2-4.

МАМЕДОВ, Г.Ш. 1990. Агроэкологические особенности и бонитировка почв Азербайджана. Элм. Баку.

СНАКИН, В.В. и др. 1992. Система оценки степени деградации почв. Пущинский научный центр РАН, ВНИИ природа. Пущино, 21с. (препринт).

ЧЕНДЕВ, Ю.Г. 1997. Агротехногенное изменение темно-серых лесных почв центральной лесостепи за последние 200 лет. *Почвоведение,* 1, 10-21.

ШЕПТУХОВ, В.Н. и др. 1997. О совершенствовании оценки процессов деградации почв. *Почвоведение,* 7, 799-805.

Məqaləyə c.e.n. M.C.İsmayılov rəy vermişdir

© M.Y.Xəlilov, 2013

AZƏRBAYCANIN MEŞƏ EKOSİSTEMLƏRİNİN ANTROPOGEN TRANSFORMASİYASI

M.Y.Xəlilov

Azərbaycan MEA akad. H.Ə.Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu
AZ1143, Bakı, H.Cavid prosp., 31

Məqalədə respublikanın ayrı-ayrı dağ sistemlərinin təbii meşə qurşaqlarında və düzən regionlarında yayılan meşə ekosistemlərinin müasir vəziyyəti, onların antropogen transformasiyasının səbəbləri, istiqamətləri və intensivliyi verilir.

XX əsrdən başlayaraq insanın biosferə hərtərəfli və güclü müdaxiləsi təbii ekosistemlərin pozulmasına, transformasiyasına və tədricən sıradan çıxmasına səbəb olmuşdur. XX əsrdə bəşər sivilizasiyasının təbiətə təsirinin miqyası yalnız təbiətə deyil, həm də insan üçün təhlükəyə çevrilmişdir.

Bitki örtüyü, xüsusilə meşə təbii mühitin mühüm komponenti olub, orada gedən bütün dəyişikliklərə həssas reaksiya göstərərək, insanın təsiri nəticəsində dəyişilmiş təbii mühitin vəziyyətini özündə əks etdirir.

Meşə ekosistemlərinin neqativ transformasiyasının əsas səbəbləri meşələrin məhv edilərək yerində aqrosenozların yaradılması, ağacların qanunsuz kəsilməsi, maldarlığın sürətlə inkişafı (meşədə mal-qara sürülərinin otarılması), torpağın meliorasiyası, kənd təsərrüfatında gübrələrdən və kimyəvi maddələrdən istifadə, yanğın hadisələri, faydalı qazıntıların çıxarılması və sairə amillərlə bağlıdır.

Meşə ekosistemlərinə göstərilən hədsiz antropogen təsir respublikamızın əksər rayonlarında təbii ekosistemlərin təbii-antropogen və antropogen ekosistemlərlə transformasiyasına səbəb olmuşdur. Bir çox ərazilərdə təbii meşə ekosistemləri praktiki olaraq qalmamışdır. Azərbaycanın düzən və dağlıq hissəsində əkin və otlaq sahələrinin böyük hissəsi meşələrin yerində əmələ gəlmişdir.

Bəzi ekzogen proseslər antropogen təsir nəticəsində aktivləşir. Məsələn, dağ yamaclarında meşələrin məhv edilməsi eroziya prosesinin intensivləşməsinə, sel hadisəsinin güclənməsinə, sürüşmələrə və uçqunlara səbəb olur.

Dünyanın digər regionları ilə müqayisədə respublikamız azmeşəli sayılır. Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyinin məlumatına əsasən, respublikada meşələrin sahəsi bir qədər də artaraq ümumi ərazinin 11,9%-i qədərdir. Lakin bu meşələrin əksəriyyəti neqativ transformasiyaya məruz qalaraq doluluğu 0,3-0,5 olan seyrək ağaclıqlardan, azqiymətli ağac növlərindən təşkil olunmuş törəmə tipli meşəliklərdən ibarətdir. Respublikamızın meşələrinin hazırkı mövcud sahəsini yalnız yeni çəkilmiş irimiqyaslı aerofotoşəkillərlə aparılan meşə quruluşundan sonra təyin etmək mümkündür. Təəssüf ki, hazırda respublikamızda meşə quruluşu işləri aparılmır.

Azərbaycanın ayrı-ayrı zonalarında fiziki-coğrafi şəraitdən, həmçinin antropogen təsirin intensivliyi və istiqamətindən asılı olaraq meşə ekosistemlərinin transformasiyası müxtəlif dərəcədə baş vermişdir (Məmmədov, Xəlilov, 2002).

Dağlıq zonada meşənin təbii (iqlim) sərhədinin vəziyyəti ərazinin iqlimi ilə sıx əlaqədardır. Bu istiqamətdə tədqiqat aparan alimlər (Brockmann-Jerosch, 1919; Koeppen, 1926; Толмачев, 1948 və b.) meşənin təbii sərhədini əsasən iqlimin kontinentallıq dərəcəsi ilə aydınlaşdırırlar. Onların fikirincə, okean iqlimi (rütubətli iqlim) meşənin yuxarı sərhədinin aşağıdan, kontinental iqlim isə əksinə, yuxarıdan keçməsinə şərait yaradır. Bu nəzəriyyəyə görə, kontinental iqlim şəraitində meşənin yuxarı sərhədi iyul ayının orta temperaturu 10ºC və bir qədər də aşağı xətdən keçir, rütubətli dəniz iqlimi şəraitində isə bu sərhəd iyul ayının orta temperaturu 11ºC izoterminə düşür. V.Z.Qulisaşvili (1953) Cənubi Qafqaz üçün meşənin təbii iqlim sərhədinin iyul ayının orta temperaturu 10ºC təşkil etdiyini göstərir.

Əgər 10ºC iyul izotermini respublikamızın ayrı-ayrı dağlıq regionları üçün qəbul etsək, onda qışı rütubətli keçən və soyuq iqlimə malik olan Böyük Qafqazın cənub yamacında (Şəki-Zaqatala

zonası) və Kiçik Qafqazın şimal-şərq yamacı rayonlarında (Göygöl, Gədəbəy, Daşkəsən) bu sərhəd 2600-2650 metrdən, qışı quraq keçən nisbətən kontinental, soyuq iqlimə malik olan Kəlbəcər və Laçın rayonlarında 2800 metrdən, yayı quraq kontinental iqlimi olan Naxçıvan zonasında isə 3000 metrdən keçməlidir.

Apardığımız tədqiqatlar göstərir ki, meşə bitkisindən subalp zonaya keçid ərazidə ağac bitkisi üçün ekstremal şəraitdə yayılan ekoton ekosistemlər antropogen təsirlərə daha tez reaksiya göstərir və böyük dəyişikliyə məruz qalır.

Tədqiqatlarımızla müəyyən edilmişdir ki, meşənin müasir (antropogen) yuxarı sərhədi respublikamızın dağlıq rayonlarında orta hesabla 1600-2000 m yüksəklikdən keçir. Bu hündürlük isə iyul ayının orta temperaturu 14-17ºC olan yüksəkliyə uyğun gəlir.

Zaqatala rayonunun Muxaxçay hövzəsində apardığımız marşrut tədqiqatlarına əsasən, burada meşənin yuxarı təbii sərhədi 1800-2000 metrə endirilmişdir.(1-ci şəkil). Qax rayonunda Qaşqaçay hövzəsində meşənin yuxarı sərhədi (MYS) azmeyilli yamacların cənub baxarlarında 1450 m, ona qonşu Kürmükçay hövzəsində İlusu kəndi ətrafında azmeyilli yamacda 1550-1650 metrə endirilmişdir. Rayonun Ləkitçay hövzəsində isə bu sərhəd 2000-2150 metrdən keçir.

Gəncəçay və Tərtərçay hövzələrində dəniz səthindən 2200-2350 m yüksəklikdə dik yamaclarda kiçik sahələrdə tozağacı meşəsi vardır və ona vələs, bəzən də palıd qarışır. Gəncəçayın sol sahilində dəniz səviyyəsindən 2400-2500 m yüksəklikdə sıx ardıc kollarına da rast gəlinir. Zəyəmçayın mənbəyində sürünən formalı ardıc kolları qalıqları dağın lap zirvəsinə qədər, 2600-2700 m yüksəkliyə qalxır. Kürəkçay hövzəsində dəniz səviyyəsindən 2350-2500 m hündürlükdə Kəpəz dağının uçqunlarında alçaqboylu (2 m), əyrigövdəli tozağacılarına rast gəlinir.

Ordubad rayonunun "Tilləк" sahəsində dəniz səviyyəsindən 2400-2600 m yüksəklikdə kiçik qruplar halında qarışıq palıd, göyrüş, ağcaqayın, titrək qovaq (*Populus tremula*) və tozağacı meşələrinə təsadüf edilir. Talışda MYS əsasən dəniz səviyyəsindən 1500-1800 m yüksəklikdən keçir. Bəzi yerlərdə, məsələn, Alar, Lerik və Sori yaşayış məntəqələri ətrafında MYS 1100-1300 metrə enir, yamacın şimal baxarlarında MYS şabalıdyarpaq palıd (*Quercus castaneifolia*) və fıstıqla (*Fagus orientalis*) qurtarır.

MYS-nin aşağı salınması nəticəsində subalp tipli əyrigövdəli, alçaqboylu tozağacı (*Betula pendula*), quşarmudu və şərq palıdı (*Q.macranthera*) seyrək ağaclıqlarının biolji müxtəlifliкləri deqradasiyaya uğrayaraq yerində antropogen tipli çəmənlər, bozqırlar və kolluqlar əmələ gəlmişdir (2-ci şəkil).



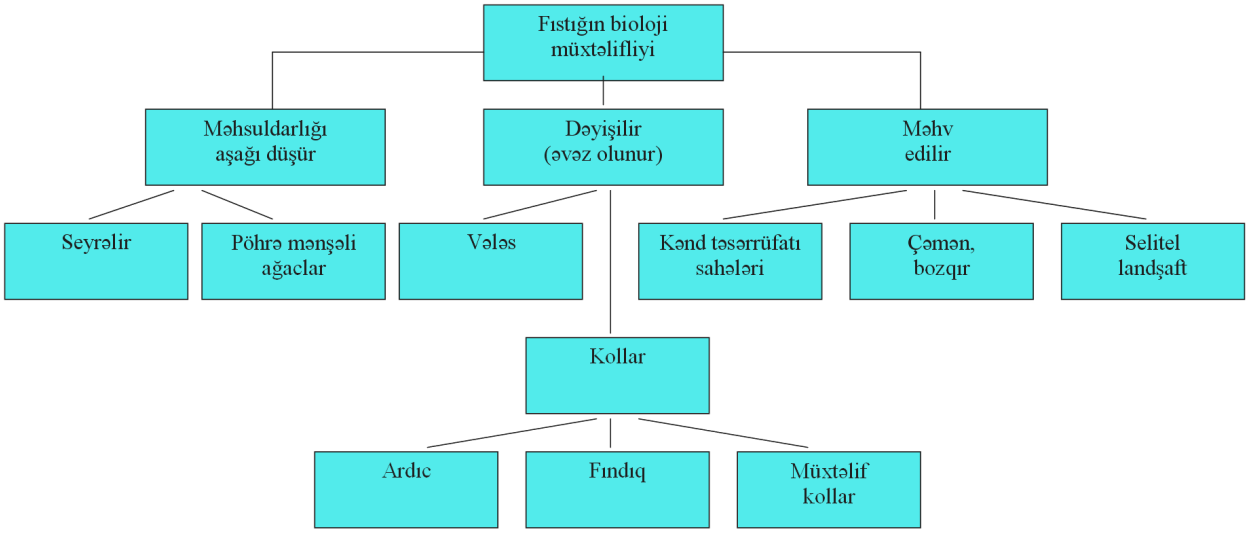
1-ci şəkil. Zaqatala qoruğunda meşənin müasir yuxarı sərhədi



2-ci şəkil. Yuxarı dağ-meşə qurşağında meşə örtüyünün bioloji müxtəlifliyinin antropogen deqradasiyası

Böyük və Kiçik Qafqazda dəniz səviyyəsindən 1200-1800 (2000) m yüksəklikdə yerləşən orta dağ-meşə qurşağında yamacların bütün cəhətlərində əsasən sırf (başqa ağac növlərinin iştirakı olmadan) yüksək doluluqlu məhsuldar fıstıq meşələri (fıstıq qurşağı) yayılmışdır.

Kiçik Qafqazda orta dağ-meşə qurşağının bir hissəsi (Gədəbəy, Daşkəsən rayonları ərazisində) geniş dağarası çökəklikdə yerləşib sakit relyefə malik olduğundan ən qədim zamanlardan



3-cü şəkil. Antropogen amillərin fıstıq meşələrinin bioloji müxtəlifliyinə təsiri

meşəsizləşdirilərək seliteb landşaftlar və kənd təsərrüfatı sahələri ilə əvəz olunmuşdur. Mövcud fıstıq meşələri insan fəaliyyətinin təsiri ilə seyrələrək məhsuldarlığı aşağı düşmüş, vələs ağaclıqları və kol qruplaşmaları (ardıc, fındıq, müxtəlif kollar) ilə dəyişilmişdir (3-cü şəkil).

Böyük və Kiçik Qafqazın aşağı dağ-meşə qurşağında (İberiya palıdı qurşağı) sırf palıd və palıd-vələs meşələri seyrəldilərək pöhrə mənşəli ağaclığa çevrilmiş, aşağı məhsuldar pöhrədən törəmiş dəmirqara ağaclığı və kserofil tipli şibləklərlə (qaratikan, topulqa, ardıc kolları və s.) əvəz edilmişdir (4-cü şəkil). Kiçik Qafqazın çox hissəsində meşənin bioloji müxtəlifliyi tamamilə məhv edilərək kənd təsərrüfatı sahələri, seliteb landşaftlar və yovşan yarımsəhrası ilə dəyişilmişdir (5-ci şəkil).

Apardığımız tədqiqatlarla müəyyən edilmişdir ki, Talışın dağətəyi və orta dağ-meşə qurşağında antropogen amillərin mənfi təsiri nəticəsində yüksəkgövdəli şabalıdyarpaq palıd meşələri vələs (Carpinus caucasica), dəmirağacı *(Parrotia persica*), kolşəkilli azatağacı (Zelkova carpinifolia), qaratikan, bəzən sumaq şibləkləri ilə, fıstıq meşələri isə ayıdöşəyi və gəndalaş cəngəlliyi ilə əvəz olunur.

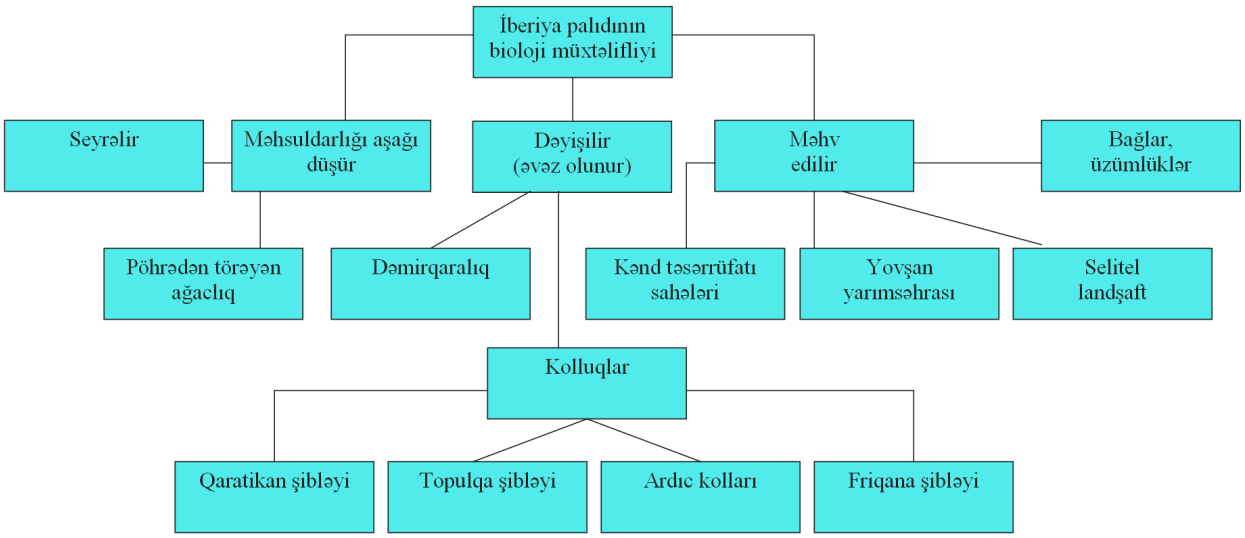
Bozqır yaylada, Həkəri və Araz çaylarının aşağı axını yamaclarında, Naxçıvan MR-də, qismən Böyük Qafqazın şimal-şərq yamacında (Gilgilçay, Ataçay, Tıxçay) və Qobustanda arid meşə ekosistemləri – ardıc (Yuniperus) və saqqızağacı (Pistasia mutica) seyrək meşələri, Sultanbud palıd-saqqızağacı arid meşəsi transformasiya sayəsində çox yerdə kserofil və friqana tipli şibləklərlə və yarımsəhra bitkiləri ilə əvəz olunaraq sıradan çıxmaq üzrədir.

Respublikamızda düzən meşələrinə Qanıx-Əyriçay vadisində, Samur-Dəvəçi və Lənkəran ovalıqlarında, həmçinin Kür-Araz çayları boyu rast gəlinir. Hələ yaxın keçmişə qədər Qanıx-Əyriçay vadisində əsasən meşə landşaftı üstünlük təşkil etmişdir. Bizim dövrümüzə bu meşələrdən ayrı-ayrı kiçik sahələr gəlib çatmış, insanın müxtəlif istiqamətli təsərrüfat fəaliyyəti sahələri və bağlarla əvəz olunmuşdur.

Samur-Dəvəçi ovalığının ərazisi vaxtilə palıd, vələs, ağyarpaq qovaq (Populus hybrida) meşələrilə örtülü olmuşdur. Regionda kənd təsərrüfatının (əkinçilik, bağçılıq, tərəvəzçilik, maldarlıq) intensiv inkişafı ilə əlaqədar olaraq geniş ərazilərdə meşələr məhv edilmiş, onların yerində aqrosenozlar, seliteb-bağ, seliteb-rekreasiya-meşə landşaftları yaradılmışdır.



4-cü şəkil. Zəyəmçayın sol sahilində qaratikanın üstünlüyü ilə törəmə tipli şibləklər



5-ci şəkil. Antropogen amillərin İberiya palıdı meşələrinin bioloji müxtəlifliyinə təsiri

Meşə təsərrüfatı sahələrində antropogen təsirlər nəticəsində uzunsaplaq palıd (Quercus longipes) meşələri vələslə, böyürtkən və gəndalaş cəngəlliyi ilə, ağyarpaq qovaq (Populus hybrida) meşələri isə seyrələrək və məhv edilərək sıx kollu-sarmaşıqlı qovaq seyrəkliyi və bataqlıq otları (qamış, cil və s.) ilə əvəz olunmuşdur.

Yaxın keçmişdə Lənkəran ovalığı başdan-başa Hirkan mənşəli dəmirağac və şumşad (Buxus) yaruslu şabalıdyarpaq palıd, azatağacı meşə ekosistemləri ilə zəngin olmuşdur. Onların kiçik sahələrdə qalıqları yalnız Hirkan Milli Parkında (20 ha), türbələrdə, qəbiristanlıqlarda mövcuddur.

Vaxtilə, yəni XVIII əsrin ortalarına kimi tuqay meşələri Kürçayı boyu respublikamızın ərazisində 900 km-lik məsafədə Xəzər dənizinə kimi geniş zolaqlar yaradırmış. Hazırda bu meşələr bir-birindən aralı düşmüş kiçik massivlər şəklində qalmışdır (6-cı şəkil). Meşələrin sahələrinin azalmasına, çox yerdə sıradan çıxmasına əkin sahələri məqsədi ilə meşələrin məhv edilməsi, oradan otlaq kimi istifadə edilməsi və intensiv irriqasiya tikintilərinin yaradılması səbəb olmuşdur (Алиев, Халилов, 1976).

Meşə təsərrüfatı və qoruq sahələrində uzunsaplaq palıd və ağyarpaq qovaq meşələrinə antropogen təsirlər nəticəsində sıx sarmaşıqlara sarılmış kollar fonunda seyrək ağaclıqlar və ya geniş massivlər şəklində kolluqlarla (qaratikan, böyürtkan, yulğun, zirinc üstünlük təşkil edən) əvəz etmişdir. Şirvan düzünün şərq hissəsində isə meşəsizləşdirilmiş sahələr şoranlığa və efemer-otlu yarımsəhraya çevrilmişdir.

Göründüyü kimi, respublikamızın həm dağ, həm də düzən təbii meşə ekosistemlərinin bir hissəsi bu və ya digər dərəcədə transformasiyaya uğrayaraq antropogen landşaftlarla və müxtəlif azqiymətli bitki qruplaşmaları ilə əvəz olunmuşdur. Təəssüflə qeyd edək ki, milli parklarımız, dövlət təbiət qoruqlarımızda da mühafizə qanunlarına riayət edilmir. Belə ki, Altıağac və Göygöl Milli parklarında, Qarayazı, Türyançay və digər qoruqlarda ağacların qanunsuz kəsilməsi və intensiv mal-qara otarılması adi hala çevrilmişdir, Hirkan Milli Parkında hətta kömür yandırılmasına da rast gəlinir.



6-ci şəkil. Qarayazı qoruğunda Tuqay meşəsi

Bütün bunları nəzərə alıb, İran və Gürcüstan ekoloqlarının təcrübəsindən istifadə edərək, giriş qapıları qoymaqla milli parklar və qoruqların ətrafı, həmçinin meşə təsərrüfatlarının bəzi hissələri tikanlı məftillə hasarlanaraq qorunmalıdır.

Nəticə

1. Antropogen transformasiya təbii meşə biosenozunun təbii inkişaf prosesini, ağaclıqların yaş və struktur tərkibini pozur, onun floristik tərkibini kasadlaşdıraraq ilkin bioloji müxtəlifliyinin məhv olmasına və törəmə tipli azqiymətli ağac növləri, şibləklər, bozqır və çəmənlərlə əvəz edilməsinə səbəb olur.

2. Uzunmüddətli insan fəaliyyətinin təsiri nəticəsində meşə ekosistemləri transformasiyaya uğrayaraq şaquli yüksəklik meşə qurşağının qanunauyğunluğunun pozulmasına və ya tamamilə sıradan çıxarılmasına səbəb olur. Müəyyən tədbirlərin görülməsi məqsədəuyğundur.

ƏDƏBIYYAT

MƏMMƏDOV, Q.Ş., XƏLILOV M.Y. 2002. Azərbaycanın meşələri. Elm. Bakı. 472s.

АЛИЕВ, Г.А., ХАЛИЛОВ М.Ю. 1976. Прикуринские тугайные леса Азербайджана. Элм. Баку. 134с.

ГУЛИСАШВИЛИ В.З. 1953. Вертикальная поясность лесной растительности восточного Предкавказья и Кавказа. *Вестник Тбилисского ботанического сада,* 61, 3-13.

ТОЛМАЧЕВ, А.И. 1948. Основные пути формирования растительности высокогорных ландшафтов северного полушария. *Ботанический журнал,* 33, 2, 161-180.

BROCKMANN-JEROSCH, H. 1919. Baumgrenze und klimacharacter. *Britrag Lur Geobot. Landesaufnahme der Schweiz*, 70, 2.

KOEPPEN, W. 1926. Lehrlische temperaturgang in den Gemüssigeten Lonen und Wege tationsperiode Meteorolog. Leningrad.

Məqaləyə Azərbaycan MEA-nın müxbir üzvü R.M.Məmmədov rəy vermişdir