

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
FILOZOFICKÁ FAKULTA
ARCHEOLOGICKÝ ÚSTAV

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

HOLOCENNÍ KLIMATICKÉ OPTIMUM V OBLASTI ÍRÁNU:
GEOARCHEOLOGICKÉ A KLIMATOLOGICKÉ STUDIUM
VE SPOJITOSTI S LIDSKÝM OSÍDLENÍM

Vedoucí práce: doc. PhDr. Jaromír Beneš, Ph.D.

Autor práce: Daniel Maršák

Studijní obor: Archeologie

Ročník: 4.

2022

Prohlašuji, že jsem autorem této kvalifikační práce a že jsem ji vypracoval pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu použitých zdrojů.

Čkyně 30. 6. 2022

.....

Daniel Maršák

Poděkování

Mé poděkování náleží v první řadě vedoucímu práce panu doc. PhDr. Jaromíru Benešovi, Ph.D. za poskytnutí příslušné literatury, cenných rad a odborných konzultací.

Dále bych rád poděkoval své rodině a okruhu nejbližších přátel za projevenou morální podporu, trpělivost a ochotu po celou dobu mého studia a vypracování práce.

Anotace

Tato bakalářská práce rešeršní formou shromažďuje dosavadní znalosti a informace o paleoenvironmentální a archeologické situaci v oblasti Íránu především z období holocenního klimatického optima, někdy též označovaného pojmem altitermála. Holocenní klimatické optimum se vyznačuje vysokými teplotami, velmi silnou intenzitou atmosférických srážek a trvá zhruba od 9000 cal. BP do 5000-6000 cal. BP. Práce si dále klade za cíl zmapovat vývoj lidského osídlení důsledkem příznivých klimatických změn. Tohoto výsledku bude dosaženo za přispění geoarcheologických a paleoklimatických proxy dat, která představí a zrekonstruují formující podmínky pro lidské osídlení. Důležitým prvkem práce je identifikace lovecko-sběračských společností a zachycení jejich postupného přechodu k plánovanému zemědělství. Pro tento přechod je významnou oblastí jihozápadní část regionu dnešního Íránu (provincie Chúzistán, Lorestán, Ílám). Těmito provinciemi „prochází“ pohoří Zagrosu, kterému bude v této studii podrobena bližší analýza.

Klíčová slova: holocén; Paleoklimatologie; Paleolimnologie; Geoarcheologie; lidské osídlení; pastevectví; zemědělství; neolit; Zagros

Annotation

This thesis collects previous knowledge and information about palaeoenvironmental and archaeological situation in the area of Iran primarily from the Holocene Climatic Optimum period, sometimes called as Altithermal. Holocene Climatic Optimum is characterized by high temperatures and high intensity of atmospheric precipitation and it lasts from 9000 cal. BP to 5000-6000 cal. BP. The research work aims to map the process of the human settlement as a result of warm Climate Changes. This will be accomplished by making a contribution of Geoarchaeological and Palaeoclimatic proxies which are going to introduce and reconstruct forming conditions for the human settlement. Significant element of the thesis is identification of the Hunter-Gatherer societies and interception their agricultural transition. The most important area for this transition is Southwestern part of the Islamic Republic of Iran (Khuzestan Province, Lorestan Province, Ilam Province). The Zagros Mountains which „include“ these Provinces will be subjected to the depth analysis.

Key words: Holocene; Palaeoclimatology; Palaeolimnology; Geoarchaeology; human settlement; pastoralism; agriculture; Neolithic; Zagros

Obsah

1. Úvod	7
2. Počátky paleoenvironmentálních výzkumů v iránském regionu.....	8
3. Paleolimnologie.....	9
3.1. Rekonstrukce ekosystému a klimatu prostřednictvím paleolimnologie.....	9
3.2. Datovací metody	11
3.2.1. Radiometrické metody datování	11
3.2.1.1. Radiokarbonové datování	12
3.2.1.2. Uranová rozpadová řada.....	12
3.2.1.3. Luminiscenční metody	14
3.2.2. Metoda AMS.....	14
3.2.3. Přírůstkové datovací metody	16
3.2.3.1. Varvová chronologie	16
3.2.4. Tefrochronologie	19
3.2.5. Magnetická susceptibilita	20
3.2.6. Biostratigrafie	21
3.3. Paleolimnologie jezera Zeribar	22
3.3.1. Odběr a analýza vzorků	22
3.3.1.1. Pozdní glaciál	24
3.3.1.2. Časný holocén	25
3.3.1.3. Střední holocén.....	26
3.4. Paleolimnologie a dlouhodobý trend vysychání jezera Urmia	27
3.4.1. Revitalizace vodní plochy urmijského jezera	30
3.4.2. Geomorfologie povodí urmijského jezera	32
3.4.3. Jezero Urmia v raném a středním holocénu.....	34
4. Podmínky pro lidské osídlení a formování prvních městských států	40
4.1. Klimatické podmínky a krajinná archeologie Chúzistánu	42
4.2. Vývoj lidského osídlení ve spojitosti s klimatickými změnami.....	44
4.2.1. Epipaleolit.....	45
4.2.2. Neolit	47
5. Tranzice lovecko-sběračských společností k sedentismu.....	49
5.1. Nejvýznamnější lokality centrálního Zagrosu	50
5.1.1. Sheikh-e Abad.....	50
5.1.2. Jani	51
5.1.3. Asiab	51

5.1.4.	Ganj Dareh.....	52
5.1.5.	Ali Kosh.....	53
6.	Závěr.....	56
7.	Seznam použité literatury	57
8.	Přílohy	80

1. Úvod

V současné době je již nespornou skutečností, že stav globálního klimatu se od období posledního glaciálního maxima výrazně proměňoval a v určitých periodách byl značně různorodý. Klimatické změny jsou charakteristické jak pro teplou a vlhkou oscilaci interstadiálu Bølling–Allerød, tak pro chladnou a suchou periodu mladšího dryasu, rovněž i pro holocén (*Bond et al. 2001; Mayewski et al. 2004*).

Během holocénu, zhruba jižně od 45° severní zeměpisné šířky, můžeme být na asijském kontinentu na základě proxy dat svědky vzestupu a příležitostného kolapsu mnoha zemědělských společností v souvislosti s náhlými klimatickými změnami (*Weiss 2000; Weiss – Bradley 2001*). Výše zmíněná proxy data (zahrnující pyl, dřevěné uhlí, fosilní hmyz) jsou získávána z různých archivů (jezera, rašeliniště, fosilní půdy). Další záznamy o paleoklimatických podmínkách jsou zachovány například v mořských a hlubokomořských sedimentech, ve speleotémách, ve vrtných jádrech ledovců, atd. Analýza získaných proxy dat dokáže vyhodnotit a rekonstruovat antropogenní dopad na ekosystém. Za celou řadu tisíciletí tak můžeme sledovat vliv nejvýznamnějších civilizací (elamská, achaimenovská, sasánovská) na životní prostředí dnešní oblasti Íránu (*Saeidi Ghavi Andam 2019*).

Pro komplexní paleoekologickou rekonstrukci je využití interdisciplinárních vědních oborů zcela nezbytné. Důležitými aspekty jsou v tomto směru proxy data získaná ze subfosilních perlooček (*cladocera*), tedy proxy data získaná ze subfosilního biologického materiálu. Z hlediska paleoklimatologie se berou v potaz astronomické cykly (Milankovičovy), jejichž mechanismy určují kvantitu insolace – slunečního záření, dopadajícího na zemský povrch. Astronomické cykly lze chápat jako řídicí principy střídání dob ledových a meziledových (*Milanković 1920; Dreslerová et al. 2007*).

2. Počátky paleoenvironmentálních výzkumů v íránském regionu

Ačkoliv je oblast Blízkého východu z hlediska paleoekologického a archeologického výzkumu všeobecně považována a vnímána za jednu z nejlépe prozkoumaných, míra získaných poznatků se regionálně liší. Například na území Levanty (Libanon, Sýrie, Izrael, Jordánsko) a v pohoří Taurus v jihovýchodním Turecku je vybudována dlouhodobá a silná tradice terénních výzkumů. Stav poznání je zde tedy na vyšší úrovni než v Iráku či v Íránu, kde je tato kognitivní nerovnováha zapříčiněna zejména politickou destabilizací v 60. a 70. letech 20. století (*Beneš 2018*).

Po skončení druhé světové války začal skládat americký archeolog a pracovník Orientálního ústavu Chicagské univerzity Robert J. Braidwood expediční, která měla částečně za úkol otestovat správnost Vere Gordon Childeovy hypotézy, tzv. teorie oáz, podle níž měli po konci doby ledové lidé a zvířata v „oázách“ vytvořit vhodné podmínky pro domestikaci (*Childe 1928; Wright Jr. 1993*). Z tohoto důvodu zahrnul Robert J. Braidwood do svého výzkumného týmu řadu specialistů z oblasti přírodovědných disciplín. Výzkumný tým tvořili zoolog Charles Reed, archeobotanik Hans Helbaek, expert na radiokarbonovou metodu Fred Matson a geolog a pyloanalytik Herbert Edgar Wright Jr. (*Watson 2009*).

V roce 1948 započal Robert J. Braidwood se svým týmem terénní výzkum výšinné lokality Jarmo, nacházející se na okraji kopcovité krajiny pohoří Zagrosu na území dnešního Iráckého Kurdistánu, poměrně nedaleko íránských hranic. Zde setrval se svým týmem až do roku 1955, kdy byl nucen lokalitu opustit z důvodů zhoršující se politické situace. Expedice se do této oblasti měla navrátit v sezoně 1958/1959, avšak akce byla posléze zrušena vzhledem k tehdy probíhající irácké revoluci (*Simmons 2007*).

Část badatelů se následně přesunula za íránskou hranici pohoří Zagrosu, kde nadále prohlubovala znalost regionu prostřednictvím paleoenvironmentálních výzkumů. V 60. letech 20. století zde nastává rozmach archeobotaniky, geoarcheologie a paleolimnologie. Přelomové jsou především práce autorů Herberta Edgara Wrighta Jr., Willema van Zeista, Krystyny Wasylkowe, Heinze Löfflera a Roberta Megarda (*Löffler 1961; van Zeist – Wright Jr. 1963; Megard 1967; Wasylkowa 1967*).

3. Paleolimnologie

Paleolimnologii lze charakterizovat jako interdisciplinární vědní odvětví zkoumající jezerní sedimenty, vývoj sladkovodních a brakických vod na základě sběru multi-proxy dat a následného vyhodnocení fyzikálních, chemických, geologických, hydrologických a ekologických analýz materiálů z autochtonních a alochtonních zdrojů (Guilizzoni 2012).

Takto je paleolimnologie vnímána v moderním slova smyslu. Prvotní všeobecně přijímané koncepty základních myšlenek paleolimnologického a paleoekologického výzkumu se začaly formovat již během 18. a 19. století. Vše odstartoval skotský badatel James Hutton, jenž se později proslavil jako jeden ze zakladatelů moderní geologie. Nezávisle na sobě s Italem Giovannim Arduinem předložili toho času revoluční myšlenku, na níž později navázal další významný geolog, Charles Lyell, jehož idea doslova tvrdila, že „*přítomnost je klíčem k minulosti*“ a geologické charakteristiky planety Země musí být výsledkem stále pokračujících procesů, které fungují po dlouhou periodu (Rudwick 1998). Tato teorie, známá pod pojmem *uniformitarianismus*, může být považována za základní princip geologie a paleoekologie, nebo v tomto případě, paleolimnologie (Guilizzoni 2012).

3.1. Rekonstrukce ekosystému a klimatu prostřednictvím paleolimnologie

Inovátorem blízkovýchodních multi-proxy studií je již zmiňovaný Herbert Edgar Wright Jr., jenž využil paleolimnologické záznamy k otestování jezerní ontogeneze a biotických faktorů působících externí perturbace a interní procesy. Přestože tyto studie užívaly vybraných taxonů, proxy dat a zahrnovaly omezené množství statistických a numerických analýz dat, poskytovaly elegantní a zároveň praktickou interpretaci, zdůrazňující paleolimnologické procesy a roli změn povodí na jezerní dynamiku. Staly se tak hlavním přínosem a v mnoha směrech představují výzvu pro současné paleolimnology a též pro naše chápání vývoje a dynamiky jezer (Wright Jr. 1966; Deevey 1984).

V současných paleolimnologických studiích je začlenění multi-proxy dat běžnou operativní normou, avšak cíle výzkumu dynamiky ekosystémů se obrátily spíše k paleoekologickým a paleoklimatologickým rekonstrukcím (Lotter 2003). Studium jezerních sedimentů například vede k přímé rekonstrukci vodního ekosystému nebo

povodí, dokonce může vést i k rekonstrukci regionální krajiny mimo povodí jezera (*Birks – Wright Jr. 2000*).

Na faktory a procesy stojícími za zrekonstruovanými změnami jezerního ekosystému je nezbytné nahlížet jako na procesy kauzální. Řadí se mezi ně jak klimatické změny (oscilace teplot, intenzita atmosférických srážek), tak antropogenní vliv, který má dopad na většinu aspektů fungování jezerního ekosystému. Často jsou kladeny specifitější otázky vztahující se k přirozeným i k lidmi vyvolaným změnám kvality jezerní vody. Důraz se klade zejména na vegetační změny a na to, do jaké míry povodí přímo či nepřímo ovlivnilo jezerní ekosystém (*Lotter – Birks 2003*).

Zaměříme-li se na antropogenní vliv, zjistíme, že aktivně působí na jezerní ekosystém přibližně po dobu 6 000 let. Nejtypičtějším příkladem a důsledkem antropogenní činnosti je fenomén nepřirozené eutrofizace vodních ploch. Paleolimnologické informace jsou v tomto směru důležité, jelikož zahrnují znalosti o paleoenvironmentálních podmínkách, které předcházely klimatickým událostem (*eventům*) a rovněž zahrnují relativní evoluci analyzovaného parametru v čase (např. řasové živiny nebo fosilní zbytky). Dále zachycují povahu a rozsah přirozené variability (neovlivněné lidskou činností) včetně vzácných a nepřiliš častých událostí (*Guilizzoni 2012*).

Na Zemi se vyskytuje celá řada přírodních archivů či záznamů: ledovce, speleotémy (formovány ve vápencových a dolomitových krasových oblastech), bažiny, letokruhy, mořské a jezerní sedimenty. Na základě jejich studia lze rekonstruovat historii regionu a taktéž lze shromažďovat informace o klimatických změnách a antropogenních vlivech, které působily a ovlivnily životní prostředí před prvními měřeními v terénu. Přírodní a mimořádné události (vyvolané lidskou činností) tedy mohou být rekonstruovány i za pomoci čtení historických dokumentů, kronik a knih dochovaných do současné doby. Jednalo se tak o hlavní soubory informací a paleolimnologové se postupem času naučili interpretovat a dekódovat celou sérii proxy dat právě díky propojení informací získaných z přírodních archivů a historických informací se současnými vědeckými znalostmi (*Guilizzoni 2012*).

Výsledky multi-proxy studií jsou obvykle prezentovány popisným postupem. Pro rekonstrukci rozmanitých aspektů paleoekosystémů a pro vyvození rozsahu změn, kterými prošly, je předkládána celá řada poznatků. Hodnota jakékoliv multi-proxy studie spočívá jednoznačně ve spolehlivosti proxy dat užitých při rekonstrukci paleoenvironmentálních podmínek. Různá proxy data reflektují rozličné paleoenvironmentální faktory a následně vykazují pozitivní a negativní stránky. Kombinace proxy dat vede k využití silných stránek a k identifikaci stránek slabých (*Mann 2002*).

Odhalené slabé stránky by rozhodně neměly být ignorovány. Dokládají nedostatky metodik a jejich řešení, limitaci v taxonomické identifikaci, nedostatečné porozumění tafonomii a mezery v našich znalostech o vztazích proxy dat v souvislosti s environmentálními faktory (*Birks – Birks 2006*).

3.2. Datovací metody

Primárním cílem všech paleolimnologických studií je sestavení chronologie. Paleolimnologická data lze správně interpretovat pouze tehdy, máme-li k dispozici reálné datum sedimentárních vrstev. K dosažení výsledku je nutné užití absolutního či relativního datování. Relativní datování využívá především stratigrafické metody, která funguje na principu superpozice (sedimenty a předměty uložené hlouběji v terénu jsou starší než ty nad nimi). Relativní datování je dále stanoveno pomocí litologické korelace, paleomagnetismu, tefrochronologie, výzkumu varv a jiných metod. Funkčnost relativního datování je limitována vysokou heterogenitou jezerních deposit. Absolutní datování stáří sedimentů je tudíž nezbytnou součástí každého paleolimnologického výzkumu.

3.2.1. Radiometrické metody datování

Mezi absolutní datovací metody řadíme tzv. radioizotopové neboli radiometrické metody, které jsou založeny na rozpadu nestabilních radioaktivních prvků na dceřiné izotopy, přičemž se emituje záření (α , β , γ) částic o známé hodnoty, u nichž je měřen dávkový příkon.

3.2.1.1. Radiokarbonové datování

Nejznámější a hojně využívanou radiometrickou technikou je radiokarbonová metoda datování (^{14}C). ^{14}C je postupně produkován ve vrchní atmosféře působením kosmického záření na atomy N. Poté je oxidován a asimilován při dýchání, fotosyntéze a difunduje do vody a vodních organismů. Radioaktivní izotop uhlíku se posléze rozpadá zpět na ^{14}N (poločas rozpadu je 5730 let) a emitují se β částice. Ke komplexní analýze je potřeba větší množství materiálu, nejlépe z rostlinných makrozbytků (zuhelnatělých semen a plodů). Radiometrické (konvenční) metody jsou založené na počítání rozpadu (emise) β částic, jenž proběhl za určitou dobu. Rychlost rozpadu je přímo úměrná koncentraci zbývajícího ^{14}C ve vzorku, lze tak spočítat radiokarbonový věk.¹

3.2.1.2. Uranová rozpadová řada

Další radiometrické (konvenční) datovací metody jsou založené na rozpadové řadě ^{238}U a ^{235}U a ^{232}Th . ^{235}U a ^{238}U jsou mateřskými nuklidy dvou různých rozpadových řad, jejichž konečnými produkty jsou ^{207}Pb a ^{206}Pb . Thorium je také litofilním prvkem a řadí se do stejné chemické skupiny jako uran. Th má šest přírodních izotopů, ale jen ^{232}Th je izotopem s dlouhým poločasem rozpadu. Konečným stabilním izotopem této řady je ^{208}Pb (Košler et al. 1997).

U – Th – Pb metody jsou vhodné pro datování vápnatých sedimentů (krápníky, travertiny) a organismů vytvářejících vápenaté schránky (měkkýši, koráli). Pro určení stáří se užívá jak běžné metody izochron, tak kombinací dvou různých rozpadových schémat U nebo U a Th (tzv. metoda konkordií). Mimoto lze vypočítat i modelové stáří Pb ze složení „obyčejného“ olova v horninách a minerálech. Metoda vychází ze stejných předpokladů jako ostatní izotopové datovací techniky, tzn. že kogenetické horniny měly v určitém čase v minulosti identické izotopické složení olova (tj. poměry $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ a $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$).

¹ Přehled metod stanovení ^{14}C . Radiouhlíková laboratoř provozovaná společně ÚJF AV ČR v.v.i. a ARÚ AV ČR, Praha, v.v.i. [online]. [cit. 2021-12-23]. Dostupné z: <http://crl.odz.ujf.cas.cz/home/zpracovani-vzorkua>.

Nicméně vzhledem k rozdílným poměrům U/Pb a Th/Pb v jednotlivých vzorcích v jednotlivém čase jsou v horninách současnosti rozdílné poměry izotopů olova. Pomocí izotopových řad uranu a thoria lze změřit stáří s odpovídající přesností u vzorků až 350 000 let starých (s použitím alfa spektrometrie) a 500 000 let starých (s využitím hmotnostní spektrometrie). Pro datování minerálů bohatých uranem, které neobsahují či mají jen zanedbatelné koncentrace iniciálního olova, se používá obvykle kombinace dvou chronometrů ($^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$ a $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$). Stáří lze poté odvodit ze vzájemné polohy složení vzorků a křivky pro konkordantní stáří v diagramu $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Podobně můžeme kombinovat i metodu $^{232}\text{Th} - ^{208}\text{Pb}$ s některým U – Pb chronometrem. Předpokladem ovšem je, že v uzavřeném systému probíhá rozpad ^{235}U a ^{238}U na konečné produkty ^{207}Pb a ^{206}Pb nezávisle, a proto by obě výsledná stáří měla být identická (konkordantní) (Wetherill 1956).

V průběhu 80. a 90. let 20. století se rozvíjela metoda hmotnostní spektrometrie s termální ionizací a elektrostatickou filtrací iontového svazku, která umožňuje měření poměrů $^{210}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ v zirkonech (Gentry et al. 1982; Kober 1986; Wendt et al. 1993).

^{210}Pb je součástí rozpadové řady ^{238}U , vzniká rozpadem radonu v atmosféře a akumuluje se v jezerních a mořských sedimentech, kde se dále rozpadá na ^{206}Pb . Poločas rozpadu ^{210}Pb je však velmi krátký (22,3 roků), což způsobuje nízké hodnoty poměrů $^{210}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a rovněž i malou přesnost stanovení stáří metodou $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ($^{210}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Měřením poměrů $^{210}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ v profilu ve vztahu k hloubce a za předpokladu, že přísun ^{210}Pb do atmosféry je konstantní, lze stanovit dobu, která uplynula od depozice ^{210}Pb do sedimentace. Čím delší je tato doba, tím větší obsah ^{206}Pb se vyskytuje ve vzorku. Nevýhodou této techniky je možnost stanovení stáří s dostatečnou přesností pouze pro minerály bohaté uranem (^{210}Pb) (Wendt et al. 1993).

3.2.1.3. Luminiscenční metody

Luminiscenční datovací metody se aplikují zejména na sedimenty, které jsou velmi chudé na organickou hmotu. Tyto metody jsou založeny na ukládání informací o absorbované energii záření v anorganických materiálech (např. křemen nebo živec) (Murray – Wintle 2000).

Metody se opírají o skutečnost, že některé elektrony emitované během radioaktivního rozpadu jsou pohlcovány do krystalické mřížky minerálů. Tyto elektrony mohou být znovu uvolněny zahříváním, termoluminiscencí. Termoluminiscence se projevuje charakteristickou emisí světla, která odpovídá množství pohlcených elektronů. Intenzita termoluminiscence odpovídá době, po kterou byly jezerní sedimenty vystaveny záření (od vzniku až po současnost). Následné určení stáří spočívá v umělém „vyprázdnění“ elektronové pasti v minerálech prostřednictvím zahřívání vzorku. Dochází k anulaci tzv. radiometrických hodin, tzn. měření doby od „vybělení“ sedimentů. Totožným postupem lze za použití silného zdroje světla stanovit stáří sedimentů, které před pohřbením nebyly po delší dobu vystaveny světlu. Elektrony jsou z pastí uvolňovány silným zdrojem světla, např. infračerveným zářením. Touto opticky stimulovanou luminiscencí (OSL) jsou ze vzorku emitovány fotony, které jsou měřeny citlivými detektory. Luminiscenční metody jsou hojně využívány při datování eolických a kvartérních organicky chudých sedimentů (vysokohorská jezera, arktická jezera, pleistocenní části sedimentů) (Walker 2005; Guilizzoni 2012).

3.2.2. Metoda AMS

Další užívanou metodou pro určení absolutního stáří je AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*). Jedná se o moderní metodu, která je založena na přímém počítání atomů izotopů uhlíku ve vzorku. Nespornou výhodou AMS je možnost datování vzorků o hmotnostech několika miligramů (špičkově pouze desítek mikrogramů) (Uhl *et al.* 2005).

AMS analýza obvykle poskytuje rovněž výrazně přesnější výsledky, v porovnání s radiometrickými metodami bývají nejistoty pouze poloviční až čtvrtinové. Jelikož je AMS měření založeno na hmotnostní spektrometrii, není nutné čekat na radioaktivní přeměnu atomů ^{14}C v měřeném vzorku. Během procesu AMS měření, které obvykle trvá několik desítek minut, je ve vzorku pozorováno několik procent atomů ^{14}C . Oproti tomu je u radiometrických metod vzhledem ke dlouhému poločasu přeměny ^{14}C (5730 let) v průběhu tří dnů měření pozorována radioaktivní přeměna přibližně pouhé jedné miliontiny atomů ^{14}C , které jsou ve vzorku přítomny. Pomocí AMS lze datovat pylové koncentráty, rezidua látek organického původu v keramice, jednotlivá vlákna rostlinného či živočišného původu, atd. (Vasil'chuk et al. 2005; Anderson et al. 2005; Kirner et al. 1997).

Klíčovým postupem AMS metody je převod oxidu uhličitého v redukčním prostředí na elementární uhlík, jenž je při měření využit jako terčik. Bombardováním terčiku ionty cesia jsou generovány záporně nabitě ionty uhlíku. Tato metoda měření je nepostradatelná z hlediska schopnosti odstranění rušivých vlivů způsobených jinými ionty o stejné hmotnosti. Poněvadž dusík netvoří rušivé záporné ionty, je tímto potlačen vliv isobarického ^{14}N , který by při měření ^{14}C běžnými hmotnostními spektrometry způsobil příliš velké interference. Oba ionty totiž mají stejnou hmotnost a vzhledem k vysokému podílu ^{14}N v atmosféře by bylo měření ^{14}C rušeno, jelikož měřicí trasa vždy obsahuje alespoň stopové množství vzduchu.

V příloze 1 je znázorněno schéma tandemového urychlovače se spektrometrickou trasou. První magnet vychyluje ve svazku záporné ionty s hmotností 14 (kromě iontů $^{14}\text{C}^-$ je zde vychýleno mnohem více isobarických molekulárních iontů $^{12}\text{CH}_2^-$ a $^{13}\text{CH}^-$). Tyto ionty dále vstupují do urychlovače a ve středové části kolidují s nařazeným plynem či tenkou fólií (centrální „stripper canal“). Po kolizi dochází k rozpadu molekulárních iontů a ke vzniku kladných iontů uhlíku, které jsou urychlovány ve druhé části urychlovače. Magnet na výstupu posléze tyto ionty vychyluje v závislosti na jejich hmotnosti. S využitím Faradayových detektorů jsou měřeny toky iontů ^{12}C a ^{13}C , citlivějšími typy detektorů jsou pak počítány jednotlivé atomy ^{14}C (Příloha 1); (Taylor 1991; Purser 1992).

3.2.3. Přírůstkové datovací metody

Základním předpokladem přírůstkových datovacích metod je počítání pravidelného růstu sekvencí sedimentárních vrstev s periodicitou jednoho kalendářního roku. Z přírůstkových metod pro stanovení stáří je v paleolimnologii nejužívanější varvová chronologie. Kromě využití organických záznamů lze využít i anorganických záznamů s členitou přírůstkovou dynamikou (travertiny). Ve většině situací je možné korelovat přírůstkové vrstvy s výsledky radiometrických datovacích metod. Přírůstkové datovací metody jsou vymezeny především na období holocénu, avšak varvovou chronologii lze sestavit i z pozdně pleistocenních sedimentů.

3.2.3.1. Varvová chronologie

Varvy jsou roční laminované (vrstvené) sedimenty, na základě jejichž analýz lze rozeznat letní a zimní sekvenci ukládání sedimentů díky změnám v zrnitosti a biogenní produkci. Již na počátku 20. století tyto změny zaznamenal švédský geolog Gerard De Geer (*De Geer 1912*).

Glacilakustrinní (klastické) varvy se vytvářejí v proglaciálních jezerech, která jsou napájena tavnou vodou z ledovce. Tloušťka varv je determinována množstvím tavné vody. Z důvodu přímého kontaktu s ledovcem jsou proto glacilakustrinní varvy z proglaciálních jezer tlustší (cm-dm) než varvy periglaciální (mm), které se vytvářejí v jezerech v periglaciálním prostředí bez výtoku vody z ledovce.

Během jarního a letního odtávání ledu je zvýšena transportní schopnost proudů, jež do jezerní pánve zanáší hrubší prach a písek, kdežto jemnější jílovité částice se usazují postupně až do zimy.

Biologické procesy hrají dominantní roli ve formování tzv. biogenních varv, které jsou rozšířeny v mírném klimatickém pásu. Kromě dominující organické složky mohou biogenní varvy obsahovat i menší podíl mineralogenních částic. Mezi biogenními varvami existuje velká rozmanitost. Všeobecně je lze klasifikovat do tří hlavních podskupin (*Brauer 2004; Zolitschka et al. 2015*).

První podskupinou jsou varvy rozsivkového typu. Tyto varvové facie se běžně vyskytují v eutrofních jezerech s měkkou vodou, ve které je k dispozici dostatek živin pro různé skupiny řas (vegetační doba probíhá od jara do podzimu). Některé druhy rozsivek (*Diatomeae*) a zlativek (*Chrysophyceae*) produkují schránky (*frustuly*) a stomatocysty z amorfního oxidu křemičitého. Po odumření organismů se tyto silikátové zbytky usadí a jsou uloženy jako oddělené vrstvy čili sezónní květy planktonických druhů rozsivek tak vedou během vegetační doby k posloupnosti dvou nebo více podvrstev.

Depozici křemičitých stomatocyst zlativek lze popsat buď z časně jarních, nebo z podzimních vrstev. Na konci vegetačního období se ukládají přepracované epifytické rozsivky a rostlinné zbytky z litorální zóny a krystalizují endogenní minerály, např. vivianit nebo sulfid železnatý. Zimní vrstvy se skládají především z detritických jílových minerálů. Vrstvy detritického mineralogenního materiálu mohou být interkalovány („vmezeřeny“) do všech sezónních vrstev a indikují silné atmosférické srážky a eroze v povodí.

Do druhé podskupiny řadíme kalcitové varvy, které jsou rozšířené v jezerních pánvích situovaných na uhlíkatých skalních podložích (např. alpská horská jezera). Zbarvení kalcitových varv se mění v závislosti na ročním období.

Světelné podvrstvy se vytvářejí na jaře/v létě biologicky indukovaným srážením krystalických kalcitů v epilimnické zóně jezera. Během vegetačního období řas se respirací spotřebovává oxid uhličitý a odebírá se z jezerní vody, tudíž se snižuje poměr oxidu uhličitého/kyseliny uhličitě, dokud není dosaženo součinu rozpustnosti kalcitu. Tímto způsobem mohou být vrstvy kalcitu vysráženy v rámci hodin či dní. Stupňovitost velikostí krystalů od velkých po drobné indikuje měnící se stupeň nasycení. Tmavá zimní vrstva je složena ze smíšených organických a mineralogenních pozůstatků (*Brauer 2004; Stockhecke et al. 2012*).

Do třetí podskupiny biogenních varv se řadí varvy bohaté na železo, vyskytující se v subpolárních jezerech s měkkou vodou. Roční vrstvení je vyvoláno změnami redoxních podmínek determinujících chemickou povahu iontů železa, které jsou přítomny na rozhraní sedimentu a vody. Během období stagnace (léto/zima) dochází k vyčerpávání kyslíku důsledkem bakteriální dekompozice organické hmoty, tudíž klesá redoxní potenciál. Za těchto podmínek jsou železnaté kationty obohaceny a reagují s iontovými sulfidy, čímž vzniká sulfid železnatý (FeS). V období jarní a podzimní cirkulace vody kation železnatý oxiduje a sráží se ve formě světlých, červenohnědých vrstev hydroxidů železitých. Důsledkem oscilace délky období stagnace a intenzity cirkulací vody je vyvíjen komplexní typ sezónního vrstvení se silnými meziročními odchylkami. Další typ varv bohatých na železo se vyznačuje sezónními podvrstvy sideritu (FeCO₃) (*Brauer 2004*).

Formování evaporických varv je spojeno s aridním klimatem a řízeno fyzikálními a chemickými procesy. Silná evaporace jezerní vody zvyšuje salinitu a může tak změnit pH. Depozice evaporických varv je aktivována poté, co je překročen součin rozpustnosti konkrétní minerální sloučeniny (např. soli). Kalcit se za semiaridních až aridních podmínek může fyzikálně-chemicky vysrážet (*Gac et al. 1977*).

Evaporické varvy mohou rovněž zahrnovat aragonit, sádrovec nebo halit a běžně se skládají z bledých a tmavých sedimentů. Bledá vrstva vznikla vysrážením solí během suchého léta, zatímco tmavá vrstva souvisí s odtokovými událostmi, které v průběhu chladnějších a vlhčích zim nanášejí směs mineralogenních zrn a organického detritu (*Francus et al. 2013*).

Varvová chronologie se zakládá na korelaci kratších varvových segmentů (50-200 let, zřídka až 1 ka BP). Švédská glaciální varvová chronologie propojila současnost a pozdní glaciál díky výzkumům Botnického zálivu a rozšířila tak časový rámeček až k období deglaciace (13,3 ka BP) (*Saarnisto – Ojala 2009*).

Pravděpodobně nejdelší varvová sekvence byla zaznamenána v Lago Grande di Monticchio v jižní Itálii. Ačkoliv byla místy narušena vrstvami tefry, badatelé její chronologii rozšířili do období 100 ka BP (*Brauer et al. 2000*).

Pakliže nejsou varvové sekvence fixovány nejsvrchnějšími vrstvami do současnosti a lze určit jen relativní stáří mezi jednotlivými vrstvami, označuje se varvová chronologie termínem plovoucí (*floating*). Dokonce ani perfektně dochované varvy nedokážou poskytnout zcela přesnou chronologii, jelikož byly akumulovány v přirozeně proměnlivých prostředích. K odstranění početných chyb způsobených chybějícími či nevýraznými vrstvami lze docílit využitím křížového datování více profilů ze stejné lokality (*Lamoureux 2001; Saarnisto – Ojala 2009; Ojala et al. 2012*).

3.2.4. Tefrochronologie

Tefrochronologie je datovací metoda založená na identifikaci a korelaci vrstev tefry (princip superpozice). Pojmem tefra lze obecně označit libovolný nezpevněný pyroklastický materiál, který se skládá z vulkanických částic různé velikosti a rozličného charakteru. Většina velmi explozivních vulkanických erupcí trvá v rozmezí několika hodin či dní, někdy až týdnů a měsíců. Tefra se bezprostředně po erupci rozšíří rychle atmosférou do velkých vzdáleností a ukládá na povrchu fyzikálně a chemicky charakteristickou vrstvu materiálu. Výsledné (usazené) tefry prokazatelně reprezentují krátkodobé izochronní časové linie. Tefrochronologie poskytuje vypovídající hodnotu, pakliže je z vrstev tefry datován absolutní či relativní věk prostřednictvím jedné nebo více datovacích metod. Absolutní věk (datum) může být posléze aplikován na jinou lokalitu, kde byly užívány stratigrafické (relativní) metody. Tímto způsobem lze porovnat vlastnosti kompozičních dat, např. srovnáváním „otisků“ z každé vrstvy tefry (metoda věkové ekvivalence) (*Lowe 2011*).

Vrstvy tefry nemusí být vždy viditelné pouhým okem, jedná se o tzv. kryptotefry, což jsou jemné sklovité prachové částice vulkanického původu. I přesto se dají v současné době bez problému instrumentálně detekovat a datovat (rentgenová fluorescence, luminiscenční metody, měření magnetické susceptibility, atp.).

Vrstvy tefry holocenního stáří bývají často nalézány v jezerech poblíž vulkánů. V Íránu je to například v jezerech, která se nacházejí v blízkosti nejvyššího vrcholu a zároveň stratovulkánu, Damávandu, který byl naposledy aktivní v období ca. 7,3 ka BP (Davidson et al. 2004; Gehrels et al. 2008; Lowe 2011).

3.2.5. Magnetická susceptibilita

Magnetická susceptibilita udává stupeň, na který lze vzorek sedimentu zmagnetovat. Měření MS upřesňuje litologické popisy sedimentárních profilů a zaznamenává potenciální sedimentární polohy indikující klimatické změny. Materiály jsou rozdělené podle hodnoty MS na feromagnetické (nejvyšší MS, např. železo), ferrimagnetické (magnetit), antiferomagnetické (hematit), paramagnetické (biotit, pyrit) a diamagnetické (nejnižší až záporná MS, např. křemen, vápenec, organická hmota, voda). Výsledná hodnota MS je součtem hodnot MS jednotlivých komponent sedimentu. Variace MS v profilu jsou tedy reflektovány kombinací obsahu organiky, vlhkostí vzorku a mineralogickým složením. Vyjma detekce různých typů sedimentárních prostředí a stupně zvětrávání nebo kontaminace vzorku lze MS využít ke korelaci sousedních sedimentárních vrstev. Měření magnetické susceptibility v kombinaci s absolutními datovacími metodami může být uplatněno k upřesnění oscilací klimatu a změn environmentu v různých obdobích holocénu. V antropocénu jsou sedimentární vzorky, které vykazují vysoké hodnoty magnetické susceptibility, znečištěny polutanty z průmyslu. Výhodou měření magnetické susceptibility je její rychlost, jednoduchost a finanční nenáročnost (Dearing 1999).

3.2.6. Biostratigrafie

Důležitou datovací metodou paleolimnologických sedimentů je biostratigrafie, která vychází z evoluční teorie Alfreda R. Wallace a Charlese Darwina, podle níž se v důsledku přírodního výběru (v průběhu dějin) vyvíjí fauna. V určitých obdobích se tak vyskytovala typická fauna, která se již nikdy opět nevyskytla. Díky tomu je možné korelovat určité vrstvy a období prostřednictvím v nich uložených fosilií. Tyto fosilie lze označit jako vedoucí (hlavní) a vyznačují se tím, že jsou pro určité období nejtypičtější.

Jejich první a poslední okamžiky výskytu vymezují biozónu (biostratigrafickou jednotku). Vedoucími fosiliemi se stávají zpravidla rychle se vyvíjející (i vymírající) druhy. Rychlejší morfologické změny totiž umožňují přesnější určení stáří sedimentu. Vedoucí fosilie by dále měly vykazovat bohatost znaků (dobré identifikační schopnosti). Široké rozšíření druhu umožňuje korelaci vrstev na mnoha místech světa. V neposlední řadě je klíčový častý výskyt druhu (z důvodu vysoké statistické pravděpodobnosti nálezu). Rozšířenost v různých biotopech umožňuje korelaci více rozličných vrstev. Rovněž je důležité objevit primární uložení fosilií, aby nedošlo k chybě, např. příčinou intruze. Nejrozšířenějšími skupinami organismů využívaných v jezerní biostratigrafii jsou rozsivky (*diatomeae*), perloočky (*cladocera*), lasturnatky (*ostracoda*), zlativky (*chrysophyceae*), mlži, aj. (Douglas 2013).

3.3. Paleolimnologie jezera Zeribar

Herbert Edgar Wright Jr. a nizozemský archeobotanik Willem van Zeist se v roce 1963 rozhodli rozšířit poznatky a výzkum v odvětví glaciologie horských jezer (*van Zeist – Wright Jr. 1963*).

Hlavním cílem jejich výzkumu bylo rekonstruovat vegetaci po ústupu ledovce z vrcholu Zagrosu a popsat, jaký vliv měly tyto klimatické procesy na lidské osídlení a obecně na počáteční zemědělství. Badatelé provedli výzkum horského jezera Zeribar, které se rozprostírá v západním Íránu v bezprostřední blízkosti (15 km) irácké státní hranice. Nadmořská výška jezera Zeribar je téměř 1 300 m n. m. a samotné jezero je situováno v údolí mezi dvěma paralelními horskými hřebeny (2 100 m n. m.).² Jezero Zeribar je 4,5 km dlouhé a 2 km široké, přičemž dlouhodobá výška hladiny jezera se pohybuje v rozmezí 4-5 m.³ Limnologické sedimenty (63J, 63B, 63C) byly odebrány ze západního a východního okraje pobřeží jezera. Po vyhodnocení chemické analýzy vzorků dospěli vědci k závěru, že v posledním glaciálním maximu byla okolní krajina bezlesá a vyznačovala se vysokou koncentrací pelyňku (*Artemisia*) a merlíku (*Chenopodium*). S nástupem holocenního oteplení a se zvýšením vlhkosti vzduchu je spojena mladší fáze, při které dochází k náhlému zarůstání oblasti dubovým lesem na úkor merlíku červeného (*Chenopodium rubrum*) a pistácie atlantské (*Pistacia atlantica*) (*van Zeist – Wright Jr. 1963; Megard 1967*).

3.3.1. Odběr a analýza vzorků

V roce 1970 zde Herbert Edgar Wright Jr. a jeho kolegové provedli další výzkum. Pomocí modifikovaného pístového vzorkovače typu Livingstone byla odebrána dvě sedimentární jádra (70A, 70B) o průměru 5 cm. U jader 63J ze západního pobřeží a 70B ze středu jezera byly provedeny analýzy rostlinných makrofosilií, rozsivek (*diatomeae*) a parožnatek (*charophyceae*). Malakofauna ze vzorku získaného z jádra 70A byla rovněž podrobena analýze. Posléze bylo prokázáno, že jádro 70A sestupně navazuje na sedimentární jádro 63J (Příloha 2). Všechny jádrové segmenty byly podélně rozděleny na dvě poloviny. První polovina posloužila jako vzorkovací materiál, zatímco druhá polovina byla uskladněna (*Wasylikowa et al. 2006*).

² Přesné zeměpisné souřadnice: 35°32' N, 46°07' E (*Stevens – Wright Jr. – Ito 2001*).

³ Výška hladiny jezera Zeribar závisí na ročním úhrnu atmosférických srážek (průměr 600-800 mm) a na tání ledu (jezero po dobu 40-50 dní v roce zamrzá). Na jaře tak výška hladiny jezera dosahuje 5 m. V letních měsících se výška hladiny pohybuje okolo 4,2 m (*Löffler 1961*).

Sedimentární jádra určená k analýze byla ponechána v místnosti o pokojové teplotě za účelem vysušení. Následně byly z jader 63J a 70B po 20 cm intervalech odřezávány vzorky o tloušťce 1 cm. Poté došlo k namočení vzorků do deionizované vody s vysokou čistotou po dobu 2-4 hodin. Uvolněné sedimenty byly prosety skrz síta o rozměrech ok 120 a 63 μm . Propadlé perloočky a ostatní rostlinné makrofosilie byly posbírány a posléze lyofilizovány na izotopovou analýzu kalcitu (CaCO_3).⁴ Oxid uhličitý (CO_2), jenž byl extrahován z jemnozrného kalcitu při teplotě 25 °C na základě techniky pracovníka chemické laboratoře Chicagské univerzity (*McCrea 1950*), podstoupil analýzu hmotnostním spektrometrem. Za pomoci metody, která se stanovuje ztrátou žiháním (LOI), byl testován odhad obsahu organických látek v podvzorku (*Dean 1974*).⁵ Mineralogie jemnozrného fragmentu kalcitu (<120 μm) byla determinována rentgenovou krystalografií (*Stevens – Wright Jr. – Ito 2001*).

Absolutní chronologie jezera Zeribar je založena na předchozích radiokarbonových datech z překrývajících se sedimentárních jader, která korelují s pylem (*Stuiver 1969*). Ačkoliv byla provedena analýza klastických sedimentů, datace jsou pravděpodobně subjektem chyb souvisejících s účinky tvrdé vody. Vzešlé datace se tak jeví o několik set let starší, než skutečně jsou (Příloha 3); (*Stuiver et al. 1999*). Navzdory extenzivní flotaci nebyl nalezen žádný terestrický materiál a rostlinné makrofosilie zkoumané Krystynou Wasylikowou v 60. a 70. letech 20. století byly zakonzervovány v glycerinu, tudíž jsou nepoužitelné pro předpokládanou revizi (*Wasylikowa 1967*).

Paleolimnologické, litologické a archeobotanické výzkumy jezera Zeribar v 80. a 90. letech 20. století potvrdily a rozvinuly výsledky a poznatky Herberta Edgara Wrighta Jr. Poslední glaciální maximum se zde vyznačuje vysokou hodnotou $\delta^{18}\text{O}$ a výrazným procentuálním pylovým zastoupením merlíku (*Chenopodium*) a pelyňku (*Artemisia*).

⁴ Lyofilizace = sušení mrazem.

⁵ LOI – zkratka vycházející z anglického *loss on ignition*.

3.3.1.1. Pozdní glaciál

V oblasti jezera panovaly chladné a suché klimatické podmínky, okolní krajina byla výhradně bezlesá a jezero Zeribar více koncentrované. Avšak makrofosilní data poskytnutá Krystynou Wasylikowou poukazují na nezvykle vysokou hladinu jezera, což je pro období posledního glaciálního maxima atypické. Analogii lze pozorovat u jezer ve středoturecké nížině poblíž města Konya, kde vysoké hladiny jezer kolidují s pylovými záznamy, jež implikují data o příliš suchých klimatických podmínkách pro růst stromů. Tento nesoulad je vysvětlen tím, že nízké teploty mají tendenci redukovat evaporaci z volné vodní hladiny a současně tak potlačovat růst stromů. Snížení transpirace ve stepní vegetaci v porovnání s lesní vegetací nicméně může vést k větší rychlosti proudění vody do jezera, způsobující tak expanzi jezerní plochy (*Roberts 1983; Roberts – Wright Jr. 1993*).

Mladší dryas se v oblasti jezera Zeribar vyznačoval výrazným poklesem hodnot $\delta^{18}\text{O}$. V tomto období se merlík dočasně rozšířil podél pobřeží a salinita vody dosáhla rekordního maxima, z čehož lze vyvodit, že perioda mladšího dryasu byla tou nejsušší za posledních 12 ka BP. Pozdně glaciální sucho bylo důsledkem kombinací klimatických faktorů. Sibiřská tlaková výše (anticyklóna) postupovala na promrzlé íránské území, kde byla neobvykle mohutná a stáčela se zde ve směru hodinových ručiček. S sebou přinášela extrémně studený vzduch, jenž byl „těžší“ (měl vyšší hustotu) než vzduch teplý. V souvislosti s jižním posunem polární fronty a bouřkových oblaků dochází k oslabení západních větrů. Cyklogeneze je tak inhibována zmenšením hodnoty vertikálního teplotního gradientu a nízké teploty nad Atlantským oceánem a Středozemním mořem patrně zabránily přísunu značného množství vlhkosti vzduchu (*Glennie 1998; Taha et al. 1981*).

3.3.1.2. Časný holocén

Podstatné zvýšení teploty a lehké zvýšení vlhkosti vzduchu je typické pro pozdně glaciální/časně holocenní tranzici. V jezeře Zeribar byly nahrazeny psychrofilní druhy perlooček termofilními druhy a okolní výskyt jitrocele (*Plantago*) a stromů signalizuje teplejší a méně aridní podnebí (*Megard 1967*).

V návaznosti na Milankovičovy klimatické cykly byl vypracován paleoklimatologický model vykazující zvýšení kvantity insolace, která dosáhla svého maxima během let 10 ka BP. Vysoká kvantita insolace tak přispívala k teplejšímu létu a chladnější zimě (*COHMAP Members 1988*).

Na druhou stranu existuje teorie, která považuje rozšíření pistácií v této oblasti během časného holocénu za jeden z indikátorů teplejších zim. Pistácie mají totiž za současných zim limitovanou životnost (*Rossignol-Strick 1999*). Zároveň je problematické určit, zdali byl nárůst teplot celoroční nebo jen vymezený na konkrétní roční období. Tamější vegetace neposkytuje silné indikátorové druhy. V časném holocénu se v oblasti jezera Zeribar pravděpodobně vyskytovala pistácie atlantská (*Pistacia atlantica*), jelikož je lépe adaptovaná na chlad než pistácie khinjuk (*Pistacia khinjuk*) (*Freitag 1977*).

Ačkoliv bylo klima v časném holocénu vlhčí než v pozdním glaciálu, což mimo jiné dokládají expanze trav, stromů a pokles merlíku (*Chenopodium*) a pelyňku (*Artemisia*), stále bylo sušší než v pozdním holocénu. Poměrně vysoký výskyt pistácie (~10–15 %) představuje pro období časného holocénu mírně aridní podmínky. V soudobém lese v pohoří Zagros má pistácie oproti dubu druhořadé zastoupení (ve srovnání s dubem rovněž produkuje výrazně nižší množství pylu). Pistácie posléze sestoupila na jižně orientované svahy a do oblastí se suchým mikroklimatem. Časně holocenní pistácie vyžadovaly dlouhý vegetační útlum a díky tomu dobře snášely vleklé zimní sucho, kdežto duby podléhaly většímu stresu (*Freitag 1977*).

Navzdory zvýšené vlhkosti vzduchu vykazují makrofosilní data nestabilní a variabilní hladinu vody, která je v jezeře Zeribar během období časného holocénu obecně nízká. Opakované poklesy jezerní hladiny měly za následek pohyb pobřeží blíže k jádrovým lokacím, jež zahrnovaly místní biotop pro rod vrb (*Salix*). Příčinou nižší hladiny jezera bylo patrně snížení nadměrné vlhkosti vzduchu. Hladina jezera by však správně měla být kontrolována sedimentací aluviálního kuželu, přehrazujícího výpust jezera (*Wasylikowa 1967*).

Nižší hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ svědčí o nepříliš častých jarních/letních raně holocenních deštích. Padající sníh nicméně poskytl větší procentuální podíl vlhkosti ve vzduchu. Dlouhodobý přesun zdroje vlhkosti vzduchu je vzhledem k rozsáhlým vzorcům atmosférické cirkulace nepravděpodobný (*Bryson 1986; Rozanski et al. 1993*). Vyšší letní jezerní teploty a zformovaná vzduchová hmota podél pobřeží Středozemního moře se rovněž mohly podílet na nízkých hodnotách $\delta^{18}\text{O}$ (*Bar-Matthews et al. 1997*). Příčinou absence časně holocenních jarních dešťů v oblasti Íránu a vnitřní Anatólie je zablokování či přemístění postupující tlakové níže (cyklóny) z oblasti Černého moře (*Atanassova 1995*).

3.3.1.3. Střední holocén

Střední holocén (cca 6500-4500 BP) je v mnoha oblastech jihozápadní Asie periodou, která se ve srovnání s časným holocénem vyznačuje nadměrnou vlhkostí vzduchu a velmi silnou intenzitou atmosférických srážek (*Gat – Magaritz 1980*). Zvýšená jarní a letní intenzita atmosférických srážek přispívala k rozšíření dubu a hustší lesní porost zabraňoval erozi půdy. Dub a pistácie vytvořily jakousi savanu, avšak zvýšená vlhkost vzduchu a její sezónní distribuce přestala být pro dub limitujícím faktorem a postupně se stával na úkor pistácie zvýhodněným. Růst intenzity atmosférických srážek poskytl vyšší podíl hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ v jezeře Zeribar, nadměrnou vlhkost vzduchu a zvýšení a stabilizaci jezerní hladiny (*van Zeist – Bottema 1977*).

S vyššími hodnotami $\delta^{18}\text{O}$ koreluje kulminace pylové křivky dubu (*Quercus*) a finální pokles výskytu merlíku červeného (*Chenopodium rubrum*) mezi makrofosiliemi. Takřka kompletní absence rozsivek (*Diatomeae*) adaptovaných na prostředí brakické vody indikuje existenci sladkovodních podmínek, které se zformovaly díky vysoké a stabilizované jezerní hladině a nárůstu atmosférických srážek (Příloha 4; 5; 6) (Wasylikowa et al. 2006).

3.4. Paleolimnologie a dlouhodobý trend vysychání jezera Urmia

Ačkoliv je urmijské jezero z paleolimnologického i laického hlediska globálně známé, bylo zde celkově provedeno zhruba 5 výraznějších paleoenvironmentálních výzkumů se zaměřením na raný a střední holocén (*Kelts – Shahrabi 1986; Bottema 1986; Stevens et al. 2012; Talebi et al. 2015; Tudryn et al. 2021*).

Jezero Urmia se nachází v severozápadním Íránu na tektonicky aktivní, aridní a intermontánní náhorní plošině v nadmořské výšce 1275 m, na rozhraní Arabské a Eurasijské litosférické desky. Lze jej definovat jako endorheické (bezodtoké) hypersalinní jezero o délce plochy 140 km a šířce 55 km, s maximální hloubkou 16 m. Paleolimnologické výzkumy z poloviny 80. let 20. století popisují vodní plochu o výměře 5000 až 6000 km² a povodí o přibližné rozloze 52 500 km² (*Kelts – Shahrabi 1986; Sharifi et al. 2018*).⁶

V roce 1975 byl v oblasti urmijského jezera vyhlášen národní park a biosférická rezervace chráněná „Úmluvou o mokřadech majících mezinárodní význam především jako biotopy vodního ptactva.“ V českém prostředí známou spíše pod názvem Ramsarská úmluva (*Ramsar Sites Information Service (RSIS) 2015*).⁷

Důsledkem íránského integrovaného plánu rozvoje vedly od počátku 80. let 20. století nadměrné antropogenní aktivity uvnitř jezerní pánve a v povodí až k 88% redukci vodní plochy. Od 60. let 20. století bylo například jen v povodí jezera postaveno 59 přehrad a nadměrné čerpání podzemní vody z více než 65 000 studní mělo trvalý a stále se zhoršující dopad na jemně vyvážený ekosystém urmijského jezera (Příloha 7) (*AghaKouchak et al. 2014*).

⁶ Povodí urmijského jezera představovalo v polovině 80. let 20. století 3,25 % plochy z celkové rozlohy Íránské islámské republiky (*Talebi et al. 2015*).

⁷ Ramsar Sites Information Service (RSIS), 2015 [online]. [cit. 2022-01-31]. Dostupné z: <https://rsis.ramsar.org/ris/38?language>.

Prostředí jezera bylo nadále fyzicky pozměněno důsledkem výstavby vyvýšené silnice Kalantari, která svou délkou 15 km protíná střed jezera Urmia a spojuje v nejužším úseku západní a východní břeh. Konstrukce dálnice Kalantari započala na začátku 80. let 20. století. V 90. letech 20. století byl dokončen úsek o délce 14 km se zhruba 1,5 km širokou průrvou uprostřed. Za účelem vyplnění průrvy a propojení obou segmentů byla v roce 1998 zahájena výstavba spojovacího mostu, jenž byl uveden do provozu v roce 2008. Dálnice silně narušila a ovlivnila přirozenou cirkulaci vody a tok sedimentů napříč severní a jižní pánví jezera (*Sharifi et al. 2018*).

Ke zodpovězení otázky, zda je za pokračující zhoršování stavu jezera zodpovědná přirozená proměnlivost klimatického systému nebo antropogenní činnost, byly po dobu takřka 50 let využívány regionální instrumentální záznamy teplot a satelitní monitorování, jejichž účelem bylo studium vlivu proměnlivosti klimatu, frekvence sucha a hydrologických změn v povodí jezera. Nedostatek hydrogeochemických dat ze současnosti však ztížil charakterizaci přirozené hydrochemie jezera, vůči níž lze posuzovat moderní změny. Nelze tedy přesně určit, do jaké míry se přirozená proměnlivost klimatu negativně podepsala na úbytku vodní plochy, antropogenní vliv na tamější ekosystém je však nezpochybnitelný (*Eimanifar – Mohebbi 2007; Shahabfar et al. 2012; Shahabfar – Eitzinger 2013*).

Předtím než začalo urmijské jezero kriticky rychle vysychat, bylo po Kaspickém moři považováno za druhé nejrozsáhlejší slané jezero v Asii. V mnoha aspektech bylo jezero Urmia přirovnáváno k Velkému Solnému jezeru ze Spojených států amerických. Obě jezera jsou situována na aridních kontinentálních plošinách v nadmořské výšce ~1280 m a mají podobné fyzikální, chemické, biologické vlastnosti a salinitu (14–34 %) (*Kelts – Shahrabi 1986*).

Přestože se v letech 1977-1997 salinita jezerní vody pohybovala mezi 140 a více než 210 g/l ročně, bylo jezero geochemicky homogenní díky promíchávání silných vodních proudů – zejména na jaře. Pozdější pozorování prokázala, že se hydrochemie jižní části jezera v blízkosti ústí řek Simineh Rud a Zarrineh Rud během jarních měsíců mění důsledkem přítoku sladké vody (*Azerbaijan Regional Mining Cooperation 1995; Sharifi et al. 2018*).

Ještě před rokem 1995 poklesla jezerní plocha z 6100 km² na 4750 km². Od poloviny 90. let 20. století se hladina jezera z takřka nejvyšší hodnoty (1278 m n. m.) snížila o 7 m na 1271 m n. m. (údaj k roku 2020). I nadále docházelo k redukci jezerní plochy, v srpnu 2011 činila 2366 km², kdežto na jaře v roce 2012 cca 1750 km². Takto rychlé vysychání mělo za následek zvýšení salinity vody nad 300 g/l ročně a dramatický ekologický dopad na povodí jezera Urmia (*Alipour 2006; Eimanifar – Mohebbi 2007; Asem et al. 2014; AghaKouchak et al. 2014; Talebi et al. 2015*).

Situace byla nejkritičtější v letech 2013 a 2014, kdy se jezerní plocha zredukovala na 12 % (zhruba 730 km²) své původní rozlohy (Příloha 8). Výše zmíněné antropogenní aktivity vedly k poklesu přítoku všech 13 řek a ke zvýšené evaporaci (Příloha 9). Těžební aktivity podél povodí řek Zarrineh Rud a Simineh Rud mírně kontaminovaly jižní část jezera rtutí. Vysoké koncentrace prvků vzácných zemin a těžkých kovů byly nalezeny v severovýchodní a jihozápadní části jezera, kde se nenacházejí žádné výraznější říční přítoky. Ústup vody v blízkosti pobřeží odkryl jezerní dno, které je utvářeno solnou plání. Přibližně 400 km² solné pláně je pokryto chloridem sodným (NaCl). Následné bouře, při nichž se uvolňuje sůl z jezera a dopadá na zemědělskou i neobdělávanou půdu, zvyšují riziko ireverzibilních změn ekosystému, snižují úrodnost okolních zemědělských ploch, způsobují ekotoxicitu a mohou mít chronické následky na lidské zdraví (*Cook et al. 2005; Golabian 2010; Yamaguchi et al. 2012*).

3.4.1. Revitalizace vodní plochy urmijského jezera

V této době se problémem vysychání urmijského jezera začala zabývat íránská vláda společně s íránským ministerstvem životního prostředí. Redukce vodní plochy urmijského jezera se tak stala zlomovým bodem pro implementaci proaktivního hospodaření s vodními zdroji, založeného na hlubokém regionálním pochopení sociálních, ekonomických a environmentálních pilířů udržitelnosti v synergickém úsilí o obnovu jezera (*Madani 2014*).

Takto závažná situace byla klasifikována na celostátní úrovni jako nejnaléhavější ekologický problém, jenž upozornil ochránce životního prostředí a širokou veřejnost v regionu, cca 76 milionů obyvatel v okruhu 500 km, kteří požadovali „obnovu“ jezerní plochy. Za tímto účelem založila íránská vláda Program na obnovu jezera Urmia (*Urmia Lake Restoration Program*), jehož cílem je navrátit a navýšit hladinu vody v jezeře během 10 let. V rámci ULRP je zvažována celá řada slibných obnovovacích strategií a akčních plánů, zahrnujících zastavení nových projektů výstavby přehrad a projektů v rané fázi výstavby. Některé vybudované nádrže budou spravovány pouze za účelem obnovy jezera. ULRP si dále klade za cíle obnovení hydraulického propojení mezi přítoky a jezerem, omezení dalších odběrů povrchových a podzemních vod v povodí, úhorové hospodaření na okolních zemědělských pozemcích a mimo jiné snahu zmírnit návaly soli a písečné bouře. Kromě toho byla navržena řada řešení orientovaných na zásobování, včetně velkých převodů vody z mezinárodních přeshraničních povodí řek a rovněž z Kaspického moře (*Zarghami 2011; UNEP 2012*).

Íránská vláda a íránské ministerstvo životního prostředí se prostřednictvím Programu na obnovu jezera Urmia (ULRP) obrátily na Program OSN pro životní prostředí (*United Nations Environment Programme*) a na japonskou vládu (*UNEP 2012*).

Revitalizaci vodní plochy urmijského jezera lze označit za částečně úspěšnou. Hladina jezera Urmia dosáhla 1271 m n. m., což značí nárůst o více než 1,39 m ve srovnání s nejnižší zaznamenanou hodnotou hladiny. Íránská vláda nicméně stanovila jednotný cíl obnovy hladiny na úroveň 1274,1 m n. m. a považuje tuto výšku hladiny v budoucnosti za ekologicky udržitelnou (objem vody by měl činit minimálně 14,5 km³) (Příloha 10). Tzv. ekologická úroveň by měla snížit roční salinitu vody ze současných 300 g/l na 263 g/l a umožnila by tím zlepšení podmínek pro rozmnožování žábřonožek solných (*Artemia salina*), které jsou důležitým zdrojem potravy pro miliony ptáků – kdysi hnízdících v oblasti jezera Urmia – včetně 40 000–80 000 párů plameňáků růžových (*Phoenicopterus roseus*) (Abbaspour – Nazaridoust 2007; Sima et al. 2021).

Nejnovější studie však prokázaly, že proklamovaná ekologická úroveň je nedostatečná na to, aby dlouhodobě udržovala roční salinitu vody pod 263 g/l a podpořila růst populací plameňáků růžových a žábřonožek solných. Pakliže by se v hypotetické rovině podařilo dosáhnout hladiny vody v úrovni 1274,1 m n. m., přilákalo by to do jezera odhadem 10 000–15 000 párů plameňáků růžových. Ačkoliv jsou žábřonožky solné rezistentní vůči vysoké salinitě vody, cílová salinita vody jim nicméně neumožňuje výraznější populační nárůst čili by do této míry nemohly plameňáky a ostatní ptactvo dostatečně podpořit (Sima et al. 2021).

Zvýšení hladiny jezera zabrání především následujícímu velmi závažnému problému. Při výrazném vysychání jezera dochází k otevření pozemních mostů mezi čtyřmi „hlavními“ ostrovy a břehem jezera. Predátoři z pevniny se tudíž dostávají na ostrovy, kde ohrožují tamější populace daňků mezopotámských (*Dama mesopotamica*) a arménských muflonů (*Ovis gmelini gmelini*) (Sima et al. 2021).

Z kritických 730 km² vodní plochy se podařilo na konci roku 2017 navýšit plochu jezera na ~2400 km². Nejpříznivější situace nastala v letech 2019 a 2020, kdy byl v povodí jezera zaznamenán nadprůměrný roční úhrn atmosférických srážek a jezerní plocha se navýšila na ~3000 km² (Příloha 11). Situace se však náhle zhoršila mezi lety 2020 a 2021, kdy sucho a podprůměrný roční úhrn atmosférických srážek ohrožují povodí jezera. Vodní plocha urmijského jezera v současné době činí zhruba 1700 km² (Příloha 12) a hladina dosahuje úrovně 1271 m n. m. (*Nhu et al. 2020*).

Celkově se zdá velmi nepravděpodobné, že Program na obnovu jezera Urmia (ULRP) do roku 2023 dosáhne stanovené ekologické úrovně (1274,1 m n. m.). Revitalizační projekt nicméně za podpory Programu OSN pro životní prostředí (UNEP), Organizace pro výživu a zemědělství (FAO), Rozvojového programu OSN (UNDP) a japonské vlády i nadále pokračuje (*Schmidt et al. 2020*).

3.4.2. Geomorfologie povodí urmijského jezera

Oblast povodí urmijského jezera se nachází v severozápadním Íránu v blízkosti států Turecka, Iráku, Ázerbájdžánu, Arménie a je součástí tektonicky aktivní kolidující zóny – na rozhraní Arabské a Eurasijské litosférické desky. Velmi aktivní transformní zlom vznikl v této oblasti laterálním stlačením Anatolské a Íránské tektonické mikrodesky. Zlom Severní Tabríz se řadí mezi transformní rozhraní, které postupuje podél severního okraje urmijského jezera a uzavírá tak oblast povodí v tomto regionu. Na základě hloubkových profilů lze povodí jezera Urmia rozdělit na dvě dílčí subpovodí. Na hlubší severní pánev s průměrnou výškou hladiny 10 m a mělký jižní pánev s průměrnou výškou hladiny 2 m (Příloha 13; profily A a B; tyto údaje se vztahují k průměrné výšce hladiny jezera před rokem 1995, která byla 1275 m n. m.) (*Berberian – Arshadi 1976; McKenzie 1976; Kelts – Shahrabi 1986*).

Litologie, potažmo geomorfologie, jezera Urmia je poměrně rozmanitá. Povodí jezera se skládá z různých skalních útvarů různého stáří, od prekambriických metamorfních komplexů až po kvartérní usazeniny bahna. Sopečné útvary a vulkanosedimentární horniny jsou dominantními na východě a severovýchodě povodí, zatímco intruzivní horniny se nacházejí především na jihu, západě a severozápadě. Rozložení metamorfovaných hornin je vymezeno zejména na jižní – a v menší míře rovněž na severozápadní části povodí. Karbonátové sedimenty se nacházejí hlavně v jižní a západní části a evapority lze nalézt severovýchodně od oblasti povodí. Sedimenty jezera Urmia se skládají z chemicky vysráženého aragonitu, fekálních peloidů, detritického jílu, tenkých aragonitových krust, oolitů, evaporitů (sádrovec) a stopového množství dolomitů v periferních oblastech (Příloha 14; Příloha 15) (*Kelts – Shahrabi 1986; Sharifi 2002; Shah-Hosseini 2003*).

Urmijské jezero se, stejně jako ostatní jezera íránské náhorní plošiny, nachází v intermontánní tektonické depresi a průměrná nadmořská výška okolní krajiny se pohybuje kolem 2000 m. Deformace zemské kůry je v této oblasti od miocénu ovlivňována kompresí (sever – jih) a extenzí (východ – západ). To vedlo ke vzniku zlomů, seismickým aktivitám a ke vzniku sopek, které jsou nejvyššími vrcholy íránské náhorní plošiny. Například stratovulkán Sahand, jenž je dominantou východně od oblasti povodí, dosahuje 3707 m n. m. a je 3. nejvyšším vulkánem tohoto regionu (*Tudryn et al. 2021*).

Necelých 100 km jihozápadně od jezera se nachází tektonicky aktivní vrásové pohoří Zagros. Narativní prameny naznačují, že od roku 600 př. n. l. došlo v regionu k více než 450 velkým zemětřesením. Od roku 858 n. l. je v oblasti jezera Urmia pravidelně zaznamenávána vysoká seismická, spojená zejména s tabrízským zlomem. V tomto časovém rozmezí bylo město Tabríz zničeno či poničeno přinejmenším 12 katastrofálními zemětřeseními (*Tudryn et al. 2021*).

3.4.3. Jezero Urmia v raném a středním holocénu

První limnogeologickou expedici v oblasti urmijského jezera vedla v květnu až červnu r. 1977 skupina 6 osob z Geologického institutu Spolkové vysoké technické školy v Curychu (ETHZ) ve spolupráci s vládní agenturou GSI (Geological Survey and Mineral Exploration of Iran). Expedice byla organizována formou dvanáctidenní plavby po urmijském jezeře za účely odebrání vzorků prostřednictvím pístových vzorkovačů, seismického profilování a chemických rozborů vody. Dalších deset dní bylo věnováno průzkumu řek a říčních teras. Celkem bylo využito 32 sestav pístových vzorkovačů. Podél pobřeží se k odběru vzorků hojně využívaly drapáky a tzv. lyzimetry (pro přesné stanovení hydrologické bilance půdního profilu včetně aktuální evapotranspirace) (*Kelts – Shahrabi 1986*).

Část výsledků této expedice byla prezentována výše (litologie). Jako typovou lokalitu limnogeologického výzkumu představím naleziště č. 20, které se nacházelo mimo zónu náspů a seismické záznamy reflektují poměrně rovnoměrnou sedimentaci.

Sedimentární sekvence jádra č. 20 byly rozděleny do 5 horizontů. Tyto horizonty lze charakterizovat dvěma hlavními litofaciemi. Prvním typem litofacie jsou aragonito – peloidová bahna, druhým typem periodicky vysychající jezerní deprese s příměsí bahna.

Svrchních 7 cm horizontu č. 1 (0–205 cm) je utvářeno černým laminovaným aragonitovým bahnem, jež je pigmentované sulfidem železnatým. Sedimenty níže vykazují paralelní pásy (na cm škále) světle až tmavě zelenavě šedých bahen složených z 20–50 % aragonitem. Mnoho tenkých vrstev se skládá z fekálních hlízek (peloidů) žábronožek solných (*Artemia salina*) a jejich vajíčka jsou roztroušena napříč vrstvami. Tmavší vrstvy obecně představují jemnozrný aragonit. V celém horizontu č. 1 se vyskytují milimetrové a submilimetrové laminky. Mezi 90–120 cm nad spodní částí horizontu č. 1 se nacházejí tenké bílé kůry aragonitem obalených fekálních peloidů (*Kelts – Shahrabi 1986; Bottema 1986*).

Horizont č. 2 (205–294 cm) je tvořen zelenošedým, aragonitovým bahnem, ve kterém vajíčka žábřonožek solných (*Artemia salina*) nadále přetrvávají, nicméně jako prominentní se jeví separované vrstvy peloidů o velikosti zrn písku. Tento horizont vykazuje křížové zvrstvení. Poblíž horní a spodní stykové plochy se vyskytují nepravidelné, druhotně zpevněné krusty peloidových písků.

Na rozhraní horizontů č. 2 (205–294 cm) a č. 3 (294–350 cm) je znatelný náhlý přechod do tuhého červenohnědého detritu se zelenými a tmavě šedými skvrnami připomínajícími nory či stopy kořenů. Svrchní vrstva horizontu č. 3 je nepravidelná a jsou v ní patrné tenké bahenní praskliny. Obsah aragonitu je nízký, fekální peloidy a vajíčka žábřonožek solných zde chybí. Spodní styková plocha je přechodnější k zelenošedým odstínům.

42 cm mocný horizont č. 4 (350–392 cm) se podobá horizontu č. 2 (205–294 cm). Horizont č. 4 je tvořen vrstvami hrubého, tuhého, šedozeleného aragonitového bahna. Tmavě šedé krusty a klasty se vyskytují v několika zónách peloidů.

Horizont č. 5 je utvářen tuhým červenohnědým detritem se zelenkavými skvrnami pigmentovanými sulfidem železnatým. Objevují se zde pásy sádrovce, které korelují s nedalekou zónou zdvojených selenitů (odrůda sádrovce).

Pakliže nahlížíme na sedimenty z vrtného jádra č. 20 z hlediska historického vývoje lokality, můžeme spatřit počáteční fázi, která započala vysycháním a oxidací jezerního bahna a během níž se zformovala první vyschlá deprese (Horizont č. 5). Posléze nastupuje krátká fáze s mělkou vodou (Horizont č. 4), po které opět následuje odkrytá vyschlá bažinná deprese (Horizont č. 3), jež je překryta vysokoenergetickou lakustrinní fází (Horizont č. 2) a nakonec současnou vrstvou nízkoenergetických hypersalinních lakustrinních facií (Horizont č. 1) (*Kelts – Shahrabi 1986*).

Obecný vzestupný trend od horizontu č. 2 k horizontu č. 4 vykazuje klesající procentuální zastoupení aragonitu a zvyšující se podíl dubového pylu. To indikuje vlhké klimatické podmínky v souladu s nárůstem trav v horní části horizontu č. 2. Vysoký podíl pelyňku (*Artemisia*) a nízký podíl rostlin z čeledi lipnicovitých (*Poaceae* či *Gramineae*), které se nacházejí v horizontech č. 5 a č. 3, je naopak v souladu s chladným stepním prostředím se slabou intenzitou atmosférických srážek. Pylové spektrum vzorku ze sedimentárního jádra č. 20 je téměř totožné se sekvencemi jezera Zeribar v jihozápadním Íránu a jezera Van v Turecku (Příloha 16) (*Kelts – Shahrabi 1986*).

Pro výpočet konvenčního radiokarbonového stáří byl použit původní Libbyho poločas rozpadu ^{14}C , $t_{1/2} = 5568$ let. Strategií, jak se vyhnout přepracovanému sedimentu a detritické kontaminaci uhličitánem, bylo odebrat nejvhodnější vzorky aragonitových fekálních peloidů. Vědečtí pracovníci z laboratoře University of Miami vycházeli z předpokladu, že žábřonožky solné (*Artemia salina*) požívají relativně čistý pelagický precipitát, což se následně projevuje ve složení jejich fekálních hlízek. Pro sledovaná období raného a středního holocénu jsou signifikantní dvě radiokarbonová data. Na rozhraní horizontů č. 1 a 2 (205–210 cm) se jedná o radiokarbonové stáří 7505 ± 125 cal. BP, na rozhraní horizontů č. 2 a 3 (294–300 cm) je to 9540 ± 130 cal. BP (*Bottema 1986; Kelts – Shahrabi 1986*).

Nejaktuálnější paleolimnologický výzkum urmijského jezera, zaměřený na období časného a středního holocénu, byl proveden v letech 2016–2017 v rámci francouzsko-iránského projektu iniciovaného bilaterálním programem Gundishapur. Projekt cílil na získávání proxy dat, rekonstrukci paleoenvironmentálních a klimatických změn v jihozápadní oblasti jezera a na identifikaci přírodních a antropogenních dopadů na vodní ekosystém jezera a jeho povodí (*Tudryn et al. 2021*).

Během terénních výzkumů bylo v letech 2016 a 2017 ve vyschlé části jezera odvrtno celkem 7 jádrových vrtů (o hloubce v rozmezí 0,6 m–14,2 m). Odběr vzorků vody a měření in situ byly prováděny v jezeře, v řece Shahr Chai a v systému podzemních vod (Příloha 17; Příloha 18).

Poblíž dnešního břehu jezera bylo manuálně odebráno 60 cm hluboké vrtné jádro Golman 4 za účelem získání sedimentu z jezerního rozhraní. Takový vzorek poskytuje nenarušenou kontinuální svrchní sedimentární sekvenci jezera. Šest zbylých vrtných jader bylo odebráno prostřednictvím pístového vzorkovače na tyči ze vzdálenosti od dnešní břehové linie, kde byl umožněn bezpečný odběr. I proto byla všechna vrtná jádra odebrána z tehdy vyschlého jezerního dna.

Nejsvrchnější sedimenty byly bohaté na jemnozrný písek, který byl shromažďován buď ve zhutněné (Golman 5 a Golman 6), nebo v neúplné sekvenci (Golman 3 a Golman 7). Dva nejhlubší jádrové vrty, tj. Golman 3 a Golman 7, byly totiž ve svých středních částech „prázdné“; příliš tekutý, písčité nebo jílovitý sediment nebylo možné vyjmout. Pevná nižší vrstva tak byla během vrtání lehce zhutněna. Když vrtání dosáhlo hloubky ~5 m, začal zde skrze kapalinu probublávat sulfan (H_2S). Vrtání jader Golman 3 a Golman 7 bylo pozastaveno poté, co tlaková voda společně s bahnem, plynem a intenzivním zápachem H_2S vystoupala z vrtů na povrch jezerního dna.

Sedimentární jádra Golman 1 a Golman 2 se ukázala jako neúplná a byly shromážděny pouze malé a rozrušené fragmenty sedimentu, které však nebyly analyzovány. In-situ měření parametrů povrchových vod, pH, teploty a vodivosti provedla expedice v urmijském jezeře a v řece Shahr Chai na několika místech. Stejný postup platí v případě podzemních vod, jejíž parametry byly měřeny v jádrových vrtech a v 6 okolních studnách. Ze všech vodních lokací byly odebrány vzorky pro chemickou analýzu (kationty a anionty) a analýzu stabilních izotopů 2H a ^{18}O (Tudryn *et al.* 2021).

Výsledky in-situ měřené elektrické vodivosti, pH a teploty podzemních a povrchových vod jsou uvedeny v Příloze 17. Data z obou terénních etap (květen 2016 a září 2017) na první pohled demonstrují, že vody povodí jezera představují široký rozsah hodnot elektrické vodivosti, pohybující se v rozmezí od 0,249 $\mu\text{S}/\text{cm}$ v oblasti řeky Shahr Chai – až po vysokou hodnotu elektrické vodivosti vody a bahna z vrtného jádra Golman 1 (227 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Vzhledem k linii toku Shahr Chai zůstává vodivost a teplota vody v blízkosti přehrady a ve městě Urmia nízká (0,299 a 0,249 $\mu\text{S}/\text{cm}$, $\sim 14^\circ\text{C}$), mezi městem a ústím řeky se však tyto hodnoty zvyšují (3,40 $\mu\text{S}/\text{cm}$, $\sim 17^\circ\text{C}$), zatímco pH vykazuje opačný trend.

Teploty podzemní vody ze studní se pohybují mezi 14,2 a 19,9 $^\circ\text{C}$, pH se pohybuje od 6,12 do 8,13 a vodivost mezi 0,575 a 12,39 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Teplota povrchové vody jezera dosahuje až 28 $^\circ\text{C}$, elektrická vodivost se pohybuje okolo ~ 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a pH od 7,53 do 8,02 v závislosti na místech měření. Podzemní voda (více či méně zakalená) stoupající z vrtů k povrchu sedimentu má velmi vysokou vodivost (227 $\mu\text{S}/\text{cm}$) a relativně nízké pH (6,05) (Tudryn et al. 2021).

Sedimenty získané z jader Golman sestávají z jemnozrnných siltových/jílovitých a písčitých usazenin s úrovněmi štěrku a sekcemi, které obsahují ooidy a fekální pelety žábřonožek solných (*Artemia salina*) (Příloha 15; 3). Nejsvrchnější jádro Golman 4 představuje kontinuální 60 cm sedimentární sekvenci (Příloha 19). Jádra Golman 3 a Golman 7 jsou 14,2 a 12,5 m hluboká, avšak jejich prostřední části se skládaly z příliš tekutých, písčitých nebo jílovitých/siltových sedimentů, které nešlo ovzorkovat. Sedimentární sekvence obou jader vykazují totožnou strukturu, jádro Golman 7 je nicméně celistvější. Sekvence jader Golman 5 a Golman 6, která jsou 5,25 a 8 m hluboká, vykazují rovněž strukturní shodu s jádrem Golman 3 a Golman 7. Úsek mezi hloubkou 8 a 4,2 m jádra Golman 6 doplňuje mezeru v jádru Golman 7, obě jádra byla mimoto vyzvednuta v těsné blízkosti (Příloha 18) (Tudryn et al. 2021).

Čtyři ^{14}C AMS data byla získána z uhlíků a dvě zbylá z jiné organické látky. Datování jádra Golman 7 prezentuje stáří 29,70; 18,34 a 5,52 cal. ka BP pro hloubky 12,46 m; 4,05 m a 2,80 m. Dvě další datace jádra Golman 5 v hloubce 2,66 a 2,34 m udávají stáří 4,95 a 4,90 cal. ka BP. Tyto dva datované vzorky představují stejný načernalý horizont s vysokou magnetickou susceptibilitou, která byla pozorována v jádru Golman 7 v hloubce 2,80 m. Vzorek jádra Golman 6 v hloubce 4,40 m vykazuje stáří 21,20 cal. ka BP. Tento vzorek náleží společně se vzorkem z hloubky 4,05 m z jádra Golman 7 do stejné litologické jednotky (Tudryn et al. 2021).

Přestože badatelé dosud nebyli schopni určit, zda je voda v jezeře vystavena efektu tvrdé vody nebo nikoliv, silné větry v regionu umožňují dobrou cirkulaci jezerní vody. V takovém systému lze na první pohled uvažovat, že celkový rozpuštěný anorganický uhlík (TDIC) je v rovnováze s atmosférickým CO_2 (MacDonald et al. 1991; Fontes et al. 1993, 1996; Gibert et al. 1999, 2002a, 2002b; Schneider et al. 2019).

Datované vzorky vykazují společný obsah ^{13}C v rozmezí od $-26,50$ do $-13,50$ ‰ vs. PDB, přičemž většina vzorků směřovala k hodnotě -25 ‰ vs. PDB. Tato hodnota zdůrazňuje převahu C_3 rostlin v oblasti povodí jezera. Vzorek G5-2,34 představuje hodnotu $\delta^{13}\text{C}$ (množství sledovaného izotopu) odpovídající C_4 vegetaci, zatímco vzorek G7-S2-2,80 vykazuje dvě odlišné hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ ($-13,50$ a $-26,5$ ‰ vs. PDB) (Příloha 20).⁸ Tyto nezvyklé údaje lze vysvětlit tak, že došlo k promíchání dvou frakcí mikrouhlíků. Jedna pocházela z C_3 rostlin, druhá z rostlin C_4 , obě koexistovaly v jezerní pánvi (včetně jezera samotném) v době sedimentace (Tudryn et al. 2021).

⁸ Zastoupení ^{13}C ve vzorku je vztaženo k referenčnímu standardu PDB – tzv. Pee Dee Belemnite.

Vegetace C4 byla v oblasti urmijského jezera dominantní přinejmenším po dobu 600 let, mezi lety 5520 a 4900 cal. BP, což indikuje teplejší a sušší periodu. Poslední zaznamenaný písčitý sediment, který byl bohatý na fekální pelety žábřonožek solných, reflektuje lakustrinní fázi transportu aluviálních sedimentů silným proudem řeky Shahr Chai do míst jádrových vrtů. Měření elektrické vodivosti, jež proběhlo po proudu řeky Shahr Chai a v urmijském jezeře, vykazuje nárůst evaporace.

Na základě výzkumů oblasti povodí je zřejmé, že jezero Urmia je napájené nejen atmosférickými srážkami a svými přítoky řek, ale i podzemním odtokem. Dnešní podzemní odtok se velmi pravděpodobně vyvíjel v průběhu času v souvislosti s hladinou jezera a mohl hrát významnou roli během prvních fází poklesu hladiny jezera (*Kong et al. 2019*).

Přechod z raného do středně/pozdního holocénu se v urmijském jezeře vyznačoval nízkou hladinou a suchou periodou (5520–4900 cal. BP). Suchá klimatická událost byla přibližně pro stejné období identifikována v pohoří Zagros (*Stevens et al. 2006*) a v Anatólii (*Fontugne et al. 1999*), pravděpodobně tak bude mít spojitost s událostí 5,2 ka BP, která byla prokázána v záznamech speleotém jeskyně Soreq a na mnoha dalších lokalitách (*Bar-Matthews et al. 1997; Staubwasser – Weiss 2006*).

4. Podmínky pro lidské osídlení a formování prvních městských států

Přestože se během 60. a 70. let 20. století severozápadní a centrální část pohoří Zagrosu postupně stávaly ohniskem palynologických, paleolimnologických a obecně paleoekologických výzkumů (jezero Zeribar, jezero Mirabad), pro jihovýchodní sekci pohoří Zagrosu až do 21. století nebyla dostupná takřka žádná proxy data (*Löffler 1961; van Zeist – Wright Jr. 1963; van Zeist 1967; Megard 1967; Wasylikowa 1967; van Zeist – Bottema 1977*).

Klima jihovýchodní části Zagrosu je silně ovlivněno ariditou středního a jižního Íránu, který je na základě zeměpisné šířky situován blíže intertropické zóně konvergence (ITCZ) a nejseverozápadnějšímu dosahu asijských monzunů (*Meher-Homji 1984*). Podhůří a údolí Zagrosu poskytovala v období raného a středního holocénu patřičné zdroje vody a budoucí ornou půdu pro lidské osídlení (*Petrie et al. 2018*). Četné vyvěračky zásobují vodou lidská sídliště, zatímco rozmanitost mikroklimat s rozdílnými srážkovými úhrny a nadmořskými výškami poskytovala raným sídelním komponentám diverzifikované suroviny a přírodní zásoby (floru a faunu) (*Djamali et al. 2018*). Centrální a jižní Zagros lze považovat za jedny z prvních lokací, kde proběhly pokusy o domestikaci rostlin a živočichů, a proto se jedná o ideální místo ke studiu vztahu mezi člověkem a životním prostředím (*Sumner 1972; Zeder – Hesse 2000; Riehl et al. 2013*).

Region jižního Zagrosu má velmi dlouhou historii využívání krajiny lidmi, přesto se zde vyskytují lokální rozdíly – co se týče chronologie a intenzity osídlení. V povodí jezera Maharlou však nebyl vývoj lidského osídlení příliš podrobně studován. Nicméně hojně dochované archeologické prameny ze sousedního povodí řeky Kur dokládají více než sedm tisíciletí zemědělského osídlení (*Sumner 1990*).

Povodí řeky Kur bylo svědkem důkladných transformací společnosti z lokálních a rozptýlených populací s nomádkým způsobem života k usedlým zemědělcům a rozvinutým městským komunitám. Již v letech ~5200 př. n. l. se stala lokalita Tell-i Maljan (Anšan) hlavním městským centrem protoelamské civilizace. Elamité patřili mezi civilizace, které zvýšily sociální komplexitu na Blízkém východě ovládnutím rozličných typů krajín a centralizací populace do nížiny v Chúzistánu během 4. tisíciletí př. n. l. Elamité zároveň vyvinuli jedno z nejstarších písem na Blízkém východě. Počátky protoelamského písma lze datovat na základě četných nálezů hliněných tabulek a pečetních válečků do období mezi lety 5300–4800 BP. Hliněné tabulky sloužily především jakožto administrativní dokumenty, které zaznamenávaly např. množství zboží nebo obilí. Pečetní válečky a různá pečetidla lze vnímat jako nástroje moci, autority, komunikace a správní činnosti. Zpravidla je do nich vyrytá celá škála motivů, od jednoduchých geometrických tvarů až po naturalistické antropomorfní a zoomorfní motivy (*Hessari 2020*). Nejvýznamnější lokalitou povodí řeky Kur je nepochybně Persepolis, hlavní město a mocenské centrum pozdější achaimenovské říše (*Miller – Kimiaie 2006*).

Povodí jezera Maharlou nebylo na rozdíl od povodí řeky Kur v období atlantiku a subboreálu tak hustě osídleno. Jezero Maharlou se nachází v intermontánním údolí pohoří Zagrosu v nadmořské výšce 1460 m n. m., přibližně 15 km jihovýchodně od města Šíráz a 45 km jižně od Persepole (Příloha 21). Endorheické povodí hypersalinního jezera Maharlou o rozloze 3928 km² je lemováno vrcholy hor o nadmořské výšce 2800 m n. m. Samotné jezero o rozloze 275 km² a maximální hloubce 3,5 m se řadí do pistáciově-mandlově-javorové lesostepní zóny, která je ohraničena třemi biogeograficky významnými vegetačními stupni: kurdo-zagroskou pistáciově-dubovou lesostepí, íránsko-túranskou polopouštní pelyňkovou stepí a severní saharsko-arabskou oblastí (Zohary 1973). William Marvin Sumner, jenž v této oblasti provedl několik drobných zjišťovacích terénních výzkumů, poukázal na to, že pro zemědělství je v povodí jezera Maharlou k dispozici méně vláhy, než je tomu v povodí řeky Kur (Whitcomb 1985; Djamali et al. 2009; Walanus – Nalepka 2010; Saeidi Ghavi Andam et al. 2021).

4.1. Klimatické podmínky a krajinná archeologie Chúzistánu

Vhodná geografická poloha relativně nedalekého Chúzistánu a příznivé klimatické podmínky sehrály klíčovou úlohu ve vývoji a utváření tamějších prehistorických populací a civilizací. Geologii a geografii tohoto regionu bylo věnováno několik podrobných studií a publikací (Helbaek 1969; Kirkby 1977; Potts 1999; Alizadeh 2003; Matthews – Nashli 2022).

Aluviální plošina (nížina) v Chúzistánu se rozprostírá v jihozápadním Íránu, ze severu a z východu je obklopena pohořím Zagros, z jihu Perským zálivem a ze západu iráckou hranicí, konkrétně Dolní Mezopotámií (Příloha 22). Se svou rozlohou 28 500 km² se jedná o nejrozsáhlejší íránskou nížinu (Potts 1999).

Region Chúzistánu lze rozdělit do tří klimatických zón. Aridní zóna pokrývá aluviální nížinu jižně a jihozápadně od města Ahváz. Z litologického hlediska se oblast skládá z jemnozrnného siltu bez přítomnosti písečných dun. Rozsáhlá území aridní zóny jsou pokryta slanými močály, které v létě částečně vysychají. Půda je převážně slaná, především v jihovýchodní části zóny, s výrazně omezenými zemědělskými možnostmi. Orná půda je kromě toho neustále redukována aktivní erozí. Vyjma území močálů je krajina podobná poušti s velmi řídkou vegetací (Pabot 1960).

Jihozápadní hranici semiaridní zóny vymezují regiony poblíž měst Susangerd a Ahváz. Severní hranice semiaridní zóny se nachází přibližně 10–15 km jižně od měst Dezful, Šúštar a na úpatí výchozu Aghajari. Tato zóna je znatelně méně homogenní než aridní zóna. Převažují zde prachovce s občasným výskytem rozsáhlých slaných půd a močálů. Zóna zahrnuje četné písečné oblasti, duny, a rovněž nízká pískovcová či sádrovcová návrší. Východně od Ahvázu a jižně od Šúštaru je zaznamenána zvýšená eroze půd. Přestože se jedná o významnou dopravní tepnu velkých řek, je tento region zatížen nánosy siltu z pohoří Zagrosu a degradací starověkých zavlažovacích systémů. Nedostatek drenáží přinesl na povrch takové množství soli, že extenzivní pásy zemědělské půdy byly opuštěny (*Pabot 1960*). Kvůli vysokému obsahu minerálů, jako je např. sůl, sádrovec, kalcit či aragonit, a intenzivní evaporaci a špatnému odvodnění – může nadměrné zavlažování způsobit ireverzibilní zasolování půd (*Kirkby 1977*).

Reliéf suché zóny, táhnoucí se od středu údolí řeky Kerche až na východ od města Gachsaran, je tvořen slepencem a pískovcem, převládají však sádrovec a opuka. Zejména na jihovýchodě této zóny je zaznamenávána zvýšená eroze půdy, které přispívají nepravidelné a prudké přívalové deště. Flóra čítající přinejmenším 500 druhů je mnohem bohatší než flóra dvou zbylých klimatických zón (*Pabot 1960*). Pro tuto oblast je příznačná absence srážek v letních měsících, zatímco v zimních měsících se zde vyskytují srážky ve formě přívalových dešťů, které rychle nasycují půdu (*Alizadeh 2003*).

Pro region Chúzistánu jsou důležité tři hlavní řeky – Kerche, Dez a Karún – které společně s menšími toky poskytují dostatek vody pro zavlažování zemědělské půdy a jejichž povodí činí v pohoří Zagrosu cca 100 000 km² (*Kirkby 1977*). Tyto řeky byly, stejně jako v případě nedalekého Eufratu a Tigridu, náchylné k náhlým změnám toku nebo avulzím, které mohly mít drastický dopad na přilehlé populace (*Moghaddam – Miri 2007; Woodbridge et al. 2016*).

Mezi řekami protékajícími Chúzistánem je nejméně salinní voda v řece Dez, zatímco nejvíce salinní vody obsahují řeky dolního Chúzistánu, především v okrese (*šahrestánu*) Hendijan, jenž se nachází na pobřeží Perského zálivu. Oblast mezi městem Dezfúl a zaniklým městem Súsy je zavlažována vodou s nízkým obsahem soli z řeky Dez. Díky relativně nadprůměrnému průtoku řeky Dez je i v letních měsících možné zavlažování půdy. Ačkoliv má i řeka Karún podobné výhody, většina její vody se využívá na jihu v oblasti Ahvázu, kde se rozprostírá rozsáhlá plocha rovinatého území. V posledních letech zavlažovací kanály a přehrady poskytly místním farmářům z regionu Šúštar dostatek sladké vody z řeky Karún (*Alizadeh 2003*).

Dříve se předpokládalo, že masivní úrovně sedimentovaného siltu v deltě Eufratu/Tigridu/Karúnu byly vyváženy sestupnými pohřbenými nánosy a důsledkem zvyšující se hmotnosti sedimentů tak byla udržována víceméně stabilní pozice pobřeží Perského zálivu (*Lees – Falcon 1952; Fisher 1968*). Pozdější studie naopak prokázaly mořskou transgresi zhruba 200 km do vnitrozemí – přibližně k městům Ur a Eridu v jižním Iráku (*Lambeck 1996*).

Badatelé na základě nálezů z dolního Chúzistánu předpokládají, že kolem roku 6000 př. n. l. došlo k zaplavení podstatné části území, hranice se nacházela minimálně 80 km od současného břehu Perského zálivu. Po následné regresi mořské hladiny se zde začaly vytvářet slané močály (*Heyvaert – Baeteman 2007; Heyvaert et al. 2013; Bogemans et al. 2017*).

4.2. Vývoj lidského osídlení ve spojitosti s klimatickými změnami

Náplavové kužele každoročně čelí menším i větším povodním. Aluviální sedimenty následně překryjí stávající zasolený povrch a vytvářejí tak povrch non-salinní. Takové podmínky podporují zimní obdělávání půdy, což na přelomu íránského eneolitu a doby bronzové pravděpodobně ovlivnilo umístění sídlišť nad úroveň aluviální nížiny. Lidé se zároveň navraceli na neolitická tellová sídliště a postupně je i na základě příznivých environmentálních faktorů rozvíjeli (*Alizadeh 2003*).

Nejvyšší roční úhrn srážek je registrován v oblasti města Dezfúl a z tohoto důvodu se i v minulosti jednalo o nejvhodnější oblast pro tzv. suché zemědělství, jelikož se zde nacházejí tři nejstarší neolitická sídliště (Chogha Bonut, Chogha Mish, Tappeh Tuleii).

Do této přechodné nížinné oblasti lze zařadit planiny Mehran, Deh Luran, Susianu, Ram Hormuz, Behbahan a Zohreh. Společně utvářejí tzv. Velkou Susianu, osobitý ekoton, kde rozličné komunity mohly maximalizovat své zdroje z hlavních přilehlých regionů – zahrnujících aluviální nížiny, svahy pohoří Zagrosu a vody Perského zálivu. V této oblasti se nacházejí nejvýznamnější archeologické lokality, kromě výše zmíněných se jedná o lokality Súsý, Chogha Zanbil a Haft Tappeh (*Matthews – Nashli 2022*).

První kolonizátoři oblasti „Velké Susiany“ museli v tamějším prostředí strávit dostatečné množství času, než zvolili polohy daných lokalit za vhodné. Jejich environmentální znalosti mohly být zprvu získávány kombinací sezónní migrace a změny dočasných tábořišť. Není vyloučené, že lokality mohly kdysi sloužit jako dočasná tábořiště.

4.2.1. Epipaleolit

Během posledního glaciálního maxima došlo k vysídlení podstatné části dnešního Íránu (cca mezi lety 26 ka – 20 ka BP). Opuštění takto rozsáhlého území lze vnímat jako součást širšího trendu výrazné redukce lidské přítomnosti ve Starém světě, jak dokládají absence lokalit v Turecku, Řecku a v celé střední Asii. Zároveň nemůže být pochyb o tom, že hiát lidského osídlení je přímo spojen s nepříznivými klimatickými a environmentálními podmínkami posledního glaciálního maxima. Poté, co se lidské skupiny mezi lety 20 ka BP a 15 ka BP začaly do oblasti znovu navracet, můžeme sledovat znatelný posun ve stravovacích vzorcích, inovacích a šíření nových loveckých technologií, atd. (*Coolidge 2010; Düring 2011*).

Abychom dostatečně pochopili kontext neolitického osídlení a tranzice populací k sedentárnímu životnímu stylu, je nezbytné zaměřit se na předchozí epipaleolitický (pozdně paleolitický a mezolitický) sídelní vývoj. Klíčovou typovou lokalitou se v tomto směru stala jeskyně Zarzi, nacházející se na irácké straně Zagrosu, podle níž byl následně pojmenován epipaleolitický komplex Zarzian, který lze členit na časnou (20 ka – 13 ka BP) a pozdní fázi (13 ka – 11,7 ka BP) (*Olszewski 2012; Jayez et al. 2019*).

Na základě biologických proxy dat lze rekonstruovat stravu tamějších obyvatel, která zahrnovala suchozemské plže, kraby říční, ryby a také gazely. Komplex Zarzian je význačný přítomností četného množství mikrolitů – postupně se formujících do geometrických tvarů (obecný trojúhelník, obloukový segment). V pozdní fázi Zarzianu se rovněž vyskytují doklady broušené kamenné industrie. Pozoruhodné jsou bezpochyby nálezy dvou fragmentů obsidiánu, jež pocházejí ze 650 km vzdálené hory Nemrut ve východním Turecku (*Renfrew et al. 1966; Barge et al. 2018; Frahm – Tryon 2018*).

V íránské části Zagrosu lze vysledovat podobné vzorce osídlování, stravovací návyky a výrobu a užívání štípané kamenné industrie. Osídlení se zde nicméně zdá být kontinuálnější, jak dokládají výzkumy jeskyně Ghar-i Khar, kde lidé nepřetržitě sídlili od mladého do pozdního paleolitu. Stupeň kontinuálního osídlení je patrný i na lokalitě Pa Sangar, která se nachází poblíž Choramábádu, hlavního města provincie Lorestán (*Reed 1962; Young – Smith 1966; Hole – Flannery 1968; Shidrang 2018*).

Terénní archeologické výzkumy odkryly v údolí Hulailan celkem 15 nalezišť včetně epipaleolitické lokality Mar Gurgalan Sarab, ze které byla vyzvednuta řada čepelí, čepelek, rydel, ale i velká část středně paleolitického materiálu (*Mortensen 2012; Conard et al. 2013*). Poprvé se také v tomto regionu začíná vyskytovat broušená kamenná industrie. V severovýchodní části Chúzistánu byly na planinách Izeh a Pion nalezeny lokality spadající do velmi pozdní fáze epipaleolitu. Celkově bylo prostřednictvím intenzivních regionálních terénních výzkumů identifikováno 35 mlado a pozdně paleolitických lokalit. Tehdejší lovecko-sběračské komunity se soustředily především v jeskyních, pod skalními převisy, ba dokonce na otevřených prostranstvích, což svědčí o jejich schopnosti využívat bohatých a rozmanitých zdrojů tohoto regionu (*Wright 1979; Jayez 2015; Jayez et al. 2019*).

Představitel tzv. nové archeologie, Kent Vaughn Flannery, publikoval v roce 1969 velmi významný článek z hlediska epipaleolitické a neolitické tranzice, ve kterém stanovil tzv. hypotézu širokospektrální revoluce (*Flannery 1969; Edwards 1989*). Ta spočívala v rozšíření a diverzifikaci subsistenční strategie o nové „položky“ – jako jsou například ryby, krabi říční, hlodavci a suchozemští plži. Dalším znakem této hypotézy je přesun obyvatel z oblastí bohatých na zdroje do oblastí periferních (*Flannery 1969*).

Mary Stinerová hypotézu rozvíjí s tvrzením, že zaměření lovecko-sběračských skupin na drobnou zvěř může vyplývat z nadměrného lovu velké a středně velké kořisti. Podle její interpretace, zasazené do teorie optimálního získávání potravy, se lidé stali příliš úspěšnými v lovu onagerů, gazel, divokých předků ovcí a koz, a redukovali tak jejich stav. Z tohoto důvodu byli nuceni vyhledávat drobné živočichy – hlodavce, ptáky, suchozemské plže a ryby – aby si zajistili dostatek obživy (*Stiner 1993; Stiner 2001*).

Melinda Zederová naopak ve svém článku popsala, že představa širokospektrální revoluce a související vývoj ve studii dopadů populačního růstu spolu s teorií optimálního získávání potravy mají tendenci vykreslovat populace v jednosměrném adaptivním rámci, ve kterém se snaží reagovat na negativní dopad zhoršujícího se klimatu nebo nespoutaného populačního růstu. Dále dodává, že širokospektrální revoluce se odehrávala v rozmanitých ekosystémech, kde lidé maximálně využívali široké možnosti životního prostředí, které jim poskytovala teplejší a vlhčí perioda interstadiálu Bølling-Allerød (cca 15 ka – 13 ka BP) (*Zeder 2012*).

Studie mladého a pozdního paleolitu východní části Úrodného půlměsíce, zahrnující Írán, rozhodně nenasvědčují přelidnění nebo populačnímu tlaku. Neregistrujeme ani náznaky signifikantních klimatických oscilací, alespoň ne do nástupu mladšího dryasu v letech 13 000 BP (*Matthews – Nashli 2022*).

4.2.2. Neolit

Po skončení mladšího dryasu, závěrečného stadiálu würmského (viselského) glaciálu, nastává teplá perioda označována termínem holocenní klimatické optimum či altitermála (~9 ka BP – ~5 ka BP). Dominance západních větrů však v kombinaci s polohou Íránu východně od Arabského poloostrova činí iránské ekosystémy obzvláště náchylné ke změnám sedimentace prachu. Hlubinné analýzy sedimentárních jader vykazují vysokou korelaci prachu s náhlými klimatickými událostmi (*Safaierad et al. 2020*). Během holocénu se na území iránského regionu vystřídalo přibližně šest náhlých klimatických oscilací (*Mayewski et al. 2004*). První náznaky krátké klimatické oscilace se objevují v letech 10,2 ka BP (cca 8200 BC). Tato událost mohla mít dopad na sociokulturní vývoj přinejmenším v západní části Úrodného půlměsíce (*Weninger et al. 2009; Borrell et al. 2015; Weninger 2017*).

Následující událost je prokazatelná v deseti různých paleoklimatických záznamech datovaných do let 9,2 ka BP (zhruba 7200 BC) a trvá 150-200 let (*Fleitmann et al. 2008; Jones et al. 2019*). Výrazné ochlazení a velmi slabá intenzita atmosférických srážek korelují se sídelním hiátem. Jen několik lokalit dokládá kontinuální osídlení od časného do pozdního neolitu. Ve druhé polovině 8. tisíciletí př. n. l. zaniklo mnoho lokalit – včetně Sheikh-e Abad, Ganj Dareh, Abdul Hosein, Chia Sabz a pravděpodobně i Guran. Přibližně ve stejném období se začíná osídlení koncentrovat do nižších nadmořských výšek a vznikají tak lokality Ali Kosh, Chogha Bonut, Chagha Sefid a rovněž lokalita Jarmo na irácké straně úpatí Zagrosu (Příloha 23) (*Matthews 2013a, 2013b*).

Podle jedné z mnoha teorií byla klimatická událost 9,2 ka BP natolik závažná, že způsobila přímý kolaps zemědělských a společenských struktur vysokohorského Zagrosu, důsledkem čehož se neolitické komunity přesunuly do nížin, ve kterých nebyl dopad chladnějších a sušších podmínek tak znatelný. Tato interpretace nicméně vyžaduje více vstupů z podrobných regionálních proxy dat a výrazné upřesnění chronologie (*Matthews – Nashli 2022*).

Za zásadní klimatickou změnu pro neolitický Írán lze označit tzv. událost 8,2 ka BP (cca 6400-6000 BC), která se – podobně jako mladší dryas nebo událost 9,2 ka BP – vyznačovala náhlým ochlazením a nástupem suché periody v globálním měřítku (*Alley et al. 1997; Weiss 2000; Weninger et al. 2006, 2009*).

Íránský neolit byl koncem 7. tisíciletí př. n. l. vysoce rozvinutou periodou, ve které lidská společnost již několik tisíciletí pásla domestikovaná zvířata a pěstovala plodiny. Posléze se dokázala adaptovat na chladné oscilace vyvíjením sofistikovaných strategií, které zahrnovaly diverzifikaci a skladování zdrojů (*Clare – Weninger 2010; Flohr et al. 2016; Ghahremaninejad et al. 2021*).

5. Tranzice lovecko-sběračských společností k sedentismu

Současně s prvním zemědělským rozvojem, který se především důsledkem příznivé klimatické změny rozšířil v oblasti Levanty, se v podhůří Zagrosu vyskytovaly sezónní osady pokročilých lovecko-sběračských společností, kontinuálně navazujících na pozdně paleolitický a mezolitický komplex Zarzian (*Hole 1998*). Některé mobilní lovecko-sběračské komunity centrálního Zagrosu dokázaly absolvovat přechod k sedentárnímu způsobu života v podstatě samy – bez výrazných vnějších vlivů. Tento proces lze charakterizovat jako nedotčenou neolitizaci ve „formativní zóně“ (*Özdoğan 2005*). Existují i případy komunit, které prošly neolitickou tranzicí tak, že ji přejaly od ostatních transformovaných neolitických skupin – násilně, či dobrovolně (*Nashli – Matthews 2013*).

Pro íránský neolit se zdá být nejvhodnějším rozdělení na časnou (10000–7000 BC) a pozdní fázi (7000–5200 BC). Zřídka se v souvislosti s chronologií užívá termín „proto-neolit“, jenž byl aplikován na období 11000–8300 BC a má vymezit přechod mezi pleistocénem a holocénem (*Solecki et al. 2004*). Časná fáze přibližně odpovídá akeramickému/předkeramickému neolitu, kdežto pozdní fáze koresponduje s keramickým neolitem (*Hole 1987; Voigt – Dyson 1992*).

Jak již bylo zmíněno výše, komplex Zarzian se mimo jiné vyznačoval četnými nálezy mikrolitů a lidským osídlením jeskyní a skalních převisů, které se v holocenním klimatickém optimu stávalo minoritním a posléze se pozvolně transformovalo do sezónních sídlišť či tábořišť – až do plně sedentárních neolitických sídlišť typu vesnic. S tím je spojen zánik tzv. loveckých stanovišť, a proto se tamější pastevecké skupiny z nižších nadmořských výšek sezónně stahovaly do jeskyní, kam umístily svá základní tábořiště. Na základě současných nálezů je zřejmé, že pastevci využívali tato tábořiště sezónně a velmi krátkodobě. Mezi další typ krátkodobých sídlišť lze zařadit dočasná tábořiště utvořená pasteveckými skupinami při přechodu z jednoho údolí do druhého. Signifikantními rysy jsou vhodné skalní úkryty podél transhumantních tras, jež jsou dodnes využívány zbývajícími pasteveckými společnostmi v předhůří Zagrosu (*Hole – Flannery 1968*).

Většina badatelů dodnes zastává názor, že dopady mladšího dryasu nesly povzbuzující vliv na lidské komunity. Lidé měli navzdory klesajícím výnosům divokých obilovin zintenzivnit kultivaci dostupných potravinových zdrojů, což lze považovat za první kroky k zemědělské tranzici (Weiss 2000).

Ačkoliv tento model funguje v západní části Úrodného půlměsíce (Levantě), pro východní křídlo včetně oblasti Zagrosu není tak aplikovatelný. Tamější raně holocenní komunity nebyly silně závislé na divokých obilovinách, ale spíše využívaly formy divokých koz, luštěniny, ovoce a ořechy jako své hlavní zdroje obživy (Bar-Yosef 1998, 2011; Arranz-Otaegui et al. 2016; Riehl 2016).

5.1. Nejvýznamnější lokality centrálního Zagrosu

5.1.1. Sheikh-e Abad

Nejstarší dosud prozkoumanou neolitickou lokalitou je výšinné sídliště Sheikh-e Abad, které je na základě radiokarbonové metody datováno do období mezi lety cca 9800 BC-7600 BC (Darabi 2015). Lokalita tak zachycuje nedotčenou 10 m stratigrafickou sekvenci časně neolitické fáze akeramického neolitu – bez přítomnosti osídlení v období pozdního (keramického) neolitu. Sheikh-e Abad se nachází na úrodné dinavarské planině v nadmořské výšce 1425 m, okolní vrcholky hor dosahují až 3000 m n. m. Sonda č. 1 obsahovala vrstvy popela a přírodní materiál (fragменты kostí, zuhelnatělé rostlinné makrozbytky). Radiokarbonové datace z této sondy korelují se stratografií a zasazují stáří do rozmezí let cca 9800-9250 BC. V sondě č. 2 lze registrovat popel a přepálené kameny, což poukazuje na stálejší lidskou přítomnost. V nejsvrchnější sondě č. 3 byl odkryt jednopokojový hliněný dům s půdorysem ve tvaru písmene T, pod jehož základy byly uloženy mohutné lebky divokých forem ovce a kozy, červený pigment a křídlo jeřába. Tato budova, která mohla sloužit jakožto svatyně, byla datována přibližně do období 7600 BC. Východně od ní se rozkládá přílehlavá víceprostorová stavba. V sondě č. 3 bylo nalezeno pohřebiště čítající 6 jedinců, jejichž abraze zubní skloviny nasvědčuje spíše lovecko-sběračské výživě (Příloha 24) (Cole 2013; Matthews 2018).

Zuhelnatělé fragmenty dřev náležejí zejména k pistáciím. Dobře dochované jsou také ořechy, rákosí a ostřice, což ve srovnání s oblastí jezera Zeribar indikuje teplejší a vlhčí podmínky (Matthews 2013b). Souboru zuhelnatělých rostlinných makrozbytků dominuje čeled' lipnicovitých (*Poaceae*) a luštinatých (*Leguminosae*) (Whitlam et al. 2013).

Obyvatelé zde kolem roku 8000 BC pěstovali domestikovanou formu ječmene, jak dokládá soubor obilek odkrytý v sondách č. 2 a 3 – nikoliv však v sondě č. 1. Nelze ani vyloučit možnost importu (*Whitlam et al. 2018*).

5.1.2. Jani

Výsledky z lokality Sheikh-e Abad korelují s archeologickými nálezy z tellu Jani. Jani se rozprostírá poblíž města Islamabad-e Gharb v nadmořské výšce 1280 m. Terénní výzkum 60 m mocného profilu zachytil přechod od periodického osídlení k trvalejšímu usazení s působivou architekturou, již reprezentují nepálené cihly (vepřovice) „lodkovitého“ tvaru s jemnou bílou omítkou. Soubor kosterních zvířecích pozůstatků zahrnuje fragmenty ovcí, koz, daňků, želv a ryb (*Bendrey et al. 2013*). Radiokarbonové datování zvířecích koproolitů stanovilo stáří sídelního horizontu do období cca 8000 BC (*Matthews 2013b*).

5.1.3. Asiab

Lokalita Asiab se nachází na říční terase řeky Qara Su v nadmořské výšce 1304 m – zhruba v polovině vzdálenosti mezi Jani a Sheikh-e Abad (Příloha 23). Sedimenty sestávají převážně z odpadních hald organického původu. Nejvýznamnější dominantou lokality je nepochybně částečně zahloubená kruhová stavba o průměru 10 m, která mohla sloužit jako komunitní areál (*Braidwood et al. 1961; Howe 1983; Darabi 2015; Richter et al. 2021*). Snížená úroveň podlahy byla natřena červenou barvou a ozdobena rohem tura. Uprostřed místnosti se rozkládala rozsáhlá zásobní jáma, ve které bylo pečlivě uloženo 19 lebek prasat divokých, lebka medvěda hnědého a paroží jelena evropského. Patrně se jedná o rituální depot spojený s hodováním (*Bangsgaard et al. 2019*). Následující vrstva obsahovala popel a ve výplni se nacházel žárový ritus dvou jedinců. Velké množství lidských koproolitů potvrzuje domněnku, že zásobní jáma v určité fázi plnila funkci odpadní jímky (*Matthews – Nashli 2022*).

Z hlediska hmotné kultury navazuje lokalita Asiab na komplex Zarzian. Nejčastější jsou nálezy kamenné štípané industrie (rohovcové čepele, čepelky, škrabadla, atp.). Vyskytují se zde i vzácné fragmenty obsidiánu, broušená kamenná industrie či zoomorfí plastiky. Sídelní horizont je vymezen do období cca 9750-9300 BC (*Bangsgaard et al. 2019*).

Rekonstrukce stravy prokázala vysoký podíl sladkovodních škeblí (*Unio tigridis*), krabů říčních a celou škálu ryb. Škeble poskytovaly lovecko-sběračským populacím dostatečný zdroj sezónní potravy. Sezónně byly rovněž v okolí lokality loveny divoké formy koz. Nejvhodnější období lovu připadalo na jaro a podzim, jen výjimečně zde skupiny přečkaly zimu (*Bökönyi 1972*).

5.1.4. Ganj Dareh

Jedním z nejstarších neolitických sídlišť s primárně zemědělskou funkcí a s prvními doklady domestikovaných koz je Ganj Dareh (~10,2 ka BP) (*Zedder – Hesse 2000*). Lokalita se nachází v nadmořské výšce 1400 m a v průběhu velmi chladných zim zde může padat sníh, na základě čehož se transhumance jeví jako ideální možnost. Pastevci se tak se svými stády sezónně pohybovali mezi podhůřím Zagrosu a horskými pastvinami (*vertikální transhumance*) (*Hole 2011*).

Lokalita byla osídlena v průběhu let 8200 BC-7600 BC. Nejstarší sídelní horizont (E) je charakteristický vrstvou přepálených kamenů, zvířecích kostí, hliněných žetonů a štípanou kamennou industrií (*Nishiaki 2016; Thomalsky 2016*). Kamenná štípaná industrie je zaznamenána ve všech sídelních horizontech a zejména čepelky jsou zpracovány technikou tlakového odlupování v rámci komplexu M'lefaatian (*Kozłowski 1999*).

Archeologické nálezy sídelního horizontu E dokládají periodickou sezónní přítomnost malé skupiny osob. Zvýšený výskyt myši domácí (*Mus musculus*) v mladších vrstvách může indikovat tranzici od sezónního k celoročnímu osídlení (počátek 8. tisíciletí př. n. l.) (*Hesse 1979*). Zbylé sídelní horizonty (D-A) se vyznačují domy z vepřovic. Stavby nepravidelných formací o malých místnostech jsou někdy propojené „okénky,“ ve kterých byly uloženy kozí rohy a lebky. Tenké křehké stěny podpíraly provizorní podpěry. V horizontu D stojí za zmínku odkryv skladovacího areálu s přepálenou keramikou (*Smith – Crépeau 1983; Smith 1990; Le Mière – Picon 1998; Petrie 2012; Bernbeck 2017*). Keramika byla pravděpodobně neintencionálně vypálena požárem, jenž ve fázi D zachvátil celý areál (*Yelon et al. 1992*). V pozdějších fázích sídelních horizontů (C-A) docházelo k výpalu keramiky v otevřeném ohništi. Zejména z úrovně D pochází velké množství antropomorfních a zoomorfních plastik. Motivem antropomorfních plastik jsou především sedící ženské postavy (*Daems 2001; Richardson 2020*).

Studie Melindy Zederové a Briana Hesseho prokázaly, že raná fáze domestikace kozy proběhla již na počátku 8. tisíciletí př. n. l. Podobná situace nastává i u další neolitické lokality, Tepe Abdul Hosein, která je situována v provincii Lorestán. Genomy koz chovaných na obou lokalitách vykazují genetické odlišnosti od divokých populací již v letech 8200 BC, tedy dlouho před vývojem domestikacích morfologických znaků. Vzorce umělé selekce a otisky kopyt ve vepřovicích rovněž vypovídají o lidské kontrole nad stády ještě předtím, než se morfologické změny (velikost, tvar těla, redukce rohů) začaly projevovat v kosterních souborech (Hesse 1978, 1982; Zeder – Hesse 2000; Zeder 2001; Daly et al. 2021).

Obyvatelé Ganj Dareh pěstovali domestikovaný ječmen setý dvouřadý (*Hordeum vulgare* convar. *distichon*), k jehož sklizni využívali speciální nástroje vyrobené z kozích a jeleních lopatek (van Zeist et al. 1984; Stordeur – Anderson-Gerfaud 1985; Darabi et al. 2019). V sídelních horizontech D-A bylo odkryto celkem 113 kostrových hrobů a 3 popelníkové hroby. Paleodemografická analýza jedinců reflektuje vysokou mortalitu dětí do 3 let a starších dospělých (Smith 1976; Meiklejohn et al. 1980; Merrett 2004).

5.1.5. Ali Kosh

Klíčovým tellovým sídlištěm v podhůří Zagrosu, na kterém mohli v zimě žít pastevci, je lokalita Ali Kosh – nacházející se na planině Deh Luran v provincii Ílám (Příloha 23; 25) (Hole et al. 1969).

Fáze Bus Mordeh, nejstarší stratigraficky determinovaná fáze tellu Ali Kosh (7500/7400–6750 BC), zde započala zhruba o 500 let později, než tomu bylo v případě sídliště Ganj Dareh. Populace komplexu Bus Mordeh se vyznačovala vysokou mírou adaptability na stepní prostředí. 9/10 z nalezených zuhelnatělých semen pocházelo z jednoletých rostlin, jednalo se zejména o luštěniny a divoké trávy původně ze severního Chúzistánu. Tato lovecko-sběračská společnost dále systematicky a intenzivně sbírala semena divoké vojtěšky (*Medicago*), kozince (*Astragalus*), pískavice (*Trigonella*) a plody divoké kapary (*Capparis*). Obyvatelé Ali Kosh již během druhé poloviny 8. tisíciletí př. n. l. pěstovali domestikované rostliny, především pšenici dvouzrnku (*Triticum dicoccum*) a ječmen setý dvouřadý (*Hordeum vulgare* convar. *distichon*). Přestože pšenice a ječmen tvoří méně než 1/10 celkového souboru rostlinných makrozbytků, mají výrazně větší obilky než většina divokých forem výše zmíněných rostlin a pravděpodobně byly preferovaným zdrojem výživových látek (Helbaek 1966).

Populace fáze Bus Mordeh se kromě sběru plodin, lovu gazel a sklizně obilí věnovala pastevectví, které lze označit za hlavní aspekt její subsistence. V regionech severního Chúzistánů, Ílámu, Lorestánu a všeobecně v pohoří Zagrosu jsou příhodné podmínky pro tzv. vertikální transhumanci, při níž jsou jasně vymezené letní a zimní pastviny (*Hole – Flannery 1968*).

Tamější pastevci rovněž chovali ovce, ačkoliv ne v takové míře jako kozy. Osteologické analýzy kosterních pozůstatků naznačují, že ovce z fáze Bus Mordeh začaly vykazovat morfologické změny typické pro ovce domácí (konkrétně redukce rohů). Jedna lebka bezrohé ovce byla nalezena pod základy nejnižší budovy. Tento exemplář, jenž se podobá bezrohé ovci z maďarského neolitu, je i nadále jedním z nejstarších dokladů osteologických změn předcházejících rané domestikaci ovcí (Příloha 26) (*Bökönyi 1964; Hole – Flannery 1968*).

Eponymní fáze Ali Kosh (6750 BC–6000 BC) kontinuálně navazuje na předchozí fázi Bus Mordeh. Lidé ve větším množství pěstují pšenici dvouzrnku (*Triticum dicoccum*) a ječmen setý dvouřadý (*Hordeum vulgare* convar. *distichon*). Vlivem kultivace obilovin docházelo ke snížení produkce divokých luštěnin a travin. Zároveň není jisté, do jaké míry přispěla pastva ovcí a koz ke snížení původní flóry. Prosperita fáze Ali Kosh je nejlépe reflektována skrze svou architekturu. Vícepokojové neolitické domy se oproti předchozí fázi rozšířily, místnosti byly větší než 3 x 3 m a zdi byly až metr široké. Stěny postavené z nepálených hliněných cihel o rozměrech v průměru 40 x 25 x 10 cm držela pohromadě hliněná malta, která přecházela do hladké hliněné omítky. Podlaha sestávala z udupané hlíny a svrchní vrstvy čistého jílu, často pokryté zhruba dvěma upletenými rohožemi z rákosu. Dále se zde nacházely prostory připomínající nádvoří, které obsahovalo klenuté neolitické pece a zásobní jámy. V místnostech nebyly nalezeny žádné pece – zřejmě z důvodu vysokých letních teplot (*Hole – Flannery 1968*).

Do této fáze řadíme 13 pohřbených jedinců ve skrčené poloze, kteří byli zahaleni červeným pigmentem a hrobovou výbavu obsahovaly stovky kamenných korálek a lastur. Několik jedinců vykazovalo znaky umělé kraniální deformace (*Soltysiak – Darabi 2017*).

Fáze Bus Mordeh a Ali Kosh jsou subdivizemi akeramického (předkeramického) neolitu. Teprve s fází Mohammad Jaffar (6000 BC–5600 BC) je spjat nástup keramiky. Keramické nádoby tohoto období se vyznačují jemným povrchem, drobností a organickou příměsí (plevy) (*Hole – Flannery 1968*).

Během fáze Mohammad Jaffar obývalo lokalitu Ali Kosh přibližně 100 jedinců. Na základě povrchových sběrů je pravděpodobné, že se v okruhu 300 km² vyskytovaly další dvě malé vesnice. Hustota zalidnění planiny Deh Luran se pohybovala okolo jednoho obyvatele na km², což stále představuje nárůst ve srovnání s paleolitickým obdobím (*Hole – Flannery 1968*).

Teplá a vlhká perioda holocenního klimatického optima ustává bezprostředně s nástupem zavlažovacích systémů, které umožnily populační expanzi a dopomohly k formování prvních městských států elamské civilizace (Anšan, Súsy, Awan) a plně sedentárních vesnic. Na druhé straně docházelo k vysídlení rozsáhlého území, jež bylo poznamenáno nepříznivými klimatickými faktory (nedostatek atmosférických srážek, snížení kvantity insolace) a událostmi (5,2 ka BP; 4,2 ka BP), což přimělo určité skupiny lidí k opětovnému návratu se k pastevectví, potažmo k jeho extrémní formě – nomádkému pastevectví (Příloha 27) (*Stevens et al. 2006; Hole 2011; Jones et al. 2013*).

6. Závěr

Tato kvalifikační práce rešeršní formou shrnuje dosavadní poznatky o období holocenního klimatického optima. Prostřednictvím paleoklimatologických a geoarcheologických studií se speciálním zaměřením na metodiku a datovací metody paleolimnologického výzkumu, který se stal výrazným nositelem a zároveň ukazatelem paleoekologických dat, jsou rekonstruovány příznivé klimatické podmínky, události, oscilace, litofacie, atp. Konkrétní paleolimnologické výzkumy jezer Urmia a Zeribar dále reflektují vývoj vodního ekosystému a pozdně glaciální až holocenní vegetace v kontrastu se současným stavem životního prostředí, podléhajícímu značnému antropogennímu vlivu.

V závěrečné fázi práce jsou představeny klimatické podmínky regionu jihozápadního Íránu, na základě kterých se zde soustředily lovecko-sběračské skupiny – postupně přecházející k semisedentárnímu a sedentárnímu způsobu života. Posléze jsem rámcově popsal významné lokality centrálního Zagrosu spolu s předkeramickou fází neolitu, během níž se podařilo domestikovat pšenici dvouzrnku, ječmen setý a kozy (ovce byly domestikovány těsně po skončení akeramické fáze). Za největší deficit lze pokládat neustálenou neolitickou chronologii, která se mnohdy regionálně liší. Region dnešního Íránu je z dlouhodobého hlediska na okraji badatelského zájmu a míra komplexity paleoenvironmentálních poznatků dosáhla určitého vrcholu v 60. letech 20. století, poté nastala – především vlivem politicky nestabilní situace – dlouhá odmlka. Situace se v tomto ohledu s nástupem 21. století postupně pozitivně vyvíjí. Zahraniční expedice se do Íránu navracejí a ochotně kooperují s íránskými archeology.

7. Seznam použité literatury

Abbaspour, M. – Nazaridoust, A. 2007: Determination of environmental water requirements of Lake Urmia, Iran: an ecological approach, International Journal of Environmental Studies, 64(2), 161–169.

AghaKouchak, A. – Norouzi, H. – Madani, K. – Mirchi, A. – Azarderakhsh, M. – Nazemi, A. – Nasrollahi, N. – Farahmand, A. – Mehran, A. – Hasanzadeh, E. 2014: Aral Sea syndrome desiccates Lake Urmia: Call for action. Journal of Great Lakes Research, 41(1), 307–311.

Alipour, S. 2006: Hydrogeochemistry of seasonal variation of Urmia Salt Lake, Iran. Saline Systems, 2(9), 1-19.

Alizadeh, A. 2003: Excavations at the Prehistoric Mound of Chogha Bonut, Khuzestan, Iran: Seasons 1976/77, 1977/78, and 1996. Chicago, Illinois, University of Chicago. Oriental Institute Publications, 120.

Alley, R. B. – Mayewski, P. A. – Sowers, T. – Stuiver, M. – Taylor, K. C. – Clark, P. U. 1997: Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago. Geology 25/6, 483–486.

Anderson, A. – Chappell, J. – Clark, G. – Phear, S. 2005: Comparative Radiocarbon Dating of Lignite, Pottery, and Charcoal Samples from Babeldaob Island, Republic of Palau. Radiocarbon, 47(1), 1-9.

Arranz-Otaegui, A. – Colledge, S. – Zapata, L. – Teira-Mayolini, L. C. – Ibáñez, J. J. 2016: Regional diversity on the timing for the initial appearance of cereal cultivation and domestication in southwest Asia. Proceedings of the National Academy of Sciences, 113/49, 14001–14006.

Asem, A. – Eimanifar, A. – Djamali, M. – De los Rios, P. – Wink, M. 2014: Biodiversity of the hypersaline Urmia lake national Park (NW Iran). Diversity 6, 102–132.

Atanassova, J. 1995: Palynological data of three deepwater cores from the western part of the Black Sea. In: Bozilova, E. – Tonkov, S. (Eds.), Advances in Holocene palaeoecology in Bulgaria, Sofia: Pensoft Publications, 68-83.

Azerbaijan Regional Mining Cooperation 1995: Report on the Hydrochemistry of Urmia Lake.

- Bangsgaard, P. – Yeomans, L. – Darabi, H. – Gregersen, K. M. – Olsen, J. – Richter, T. – Mortensen, P. 2019:* Feasting on wild boar in the early Neolithic. Evidence from an 11,400-year-old placed deposit at Tappeh Asiab, Central Zagros. *Cambridge Archaeological Journal*, 29/3, 443–463.
- Bar-Matthews, M. – Ayalon, A. – Kaufman, A. 1997:* Late Quaternary Paleoclimate in the Eastern Mediterranean Region from Stable Isotope Analysis of Speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research*, 47, 155–168.
- Bar-Yosef, O. 1998:* The Natufian culture in the Levant, threshold to the origins of agriculture. *Evolutionary Anthropology: Issues, News, and Reviews*, 6/5, 159–177.
- Bar-Yosef, O. 2011:* Climatic fluctuations and early farming in West and East Asia. *Current Anthropology*, 52/S4, 175–193.
- Barge, O. – Azizi Kharanaghi, H. – Biglari, F. – Moradi, B. – Mashkour, M. – Tengberg, M. – Chataigner, C. 2018:* Diffusion of Anatolian and Caucasian obsidian in the Zagros Mountains and the highlands of Iran: elements of explanation in ‘least cost path’ models. *Quaternary International*, 467, 297–322.
- Bendrey, R. – Cole, G. – Tvetmarken, C. L. 2013:* Zooarchaeology: preliminary assessment of the animal bones. In: Matthews, R. – Matthews, W. – Mohammadifar, Y. (Eds.), *The Earliest Neolithic of Iran: 2008 Excavations at Sheikh-e Abad and Jani. CZAP Reports 1*. Oxford: Oxbow, 147–158.
- Beneš, J. 2018:* Počátky zemědělství ve Starém světě: Pohled paleoekologie a environmentální archeologie. České Budějovice: Jihočeská univerzita.
- Berberian, M. – Arshadi, S. 1976:* On the Evidence of the Youngest Activity of the North Tabriz Fault and the Seismicity of Tabriz City. *Geological Survey of Iran*, 39, 397–418.
- Bernbeck, R. 2017:* Merging clay and fire: earliest evidence from the Zagros mountains. In: Tsuneki, A. – Nieuwenhuys, O. – Campbell, S. (Eds.), *The Emergence of Pottery in West Asia*. Oxford: Oxbow Books, 97–117.
- Birks, H. H. – Birks, H. J. B. 2006:* Multi-proxy studies in palaeolimnology. *Vegetation History and Archaeobotany*, 15, 235–251.

- Birks, H. H. – Wright Jr., H. E. 2000:* Introduction to the reconstruction of the late-glacial and early aquatic ecosystems at Kråkenes Lake, Norway. *Journal of Paleolimnology*, 23, 1-5.
- Bogemans, F. – Boudin, M. – Janssens, R. – Baeteman, C. 2017:* New data on the sedimentary processes and timing of the initial inundation of Lower Khuzestan (SW Iran) by the Persian Gulf. *The Holocene*, 27/4, 613–620.
- Bond, G. – Kromer, B. – Beer, J. – Muscheler, R. – Evans, M. N. – Showers, W. – Hoffmann, S. – Lotti-Bond, R. – Hajdas, I. – Bonani, G. 2001:* Persistent solar influence on north Atlantic climate during the Holocene, *Science*, 294, 2130-2136.
- Borrell, F. – Junno, A. – Barceló, J. A. 2015:* Synchronous environmental and cultural change in the emergence of agricultural economies 10,000 years ago in the Levant. *PLoS One*, 10(8), 1-19.
- Bottema, S. 1986:* A late quaternary pollen diagram from Lake Urmia (Northwestern Iran). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 47(3-4), 241–261.
- Bökönyi, S. 1964:* A maroslele-panai neolitikus telep gerinces faunája. *Archaeologiai Értesítő*, 91(1), 87-93.
- Bökönyi, S. 1972:* Zoological evidence for seasonal or permanent occupation of prehistoric settlements. In: Ucko, P. – Tringham, R. – Dimbleby, G. W. (Eds.), *Man, Settlement and Urbanism*. London: Duckworth, 121–126.
- Braidwood, R. J. – Howe, B. – Reed, C. A. 1961:* The Iranian Prehistoric Project. *Science*, 133/3469, 2008–2010.
- Brauer, A. – Mingram, J. – Frank, U. – Günter, C. – Schettler, G. – Wulf, S. – Zolitschka, B. – Negendank, J. F. W. 2000:* Abrupt environmental oscillations during the Early Weichselian recorded at Lago Grande di Monticchio, Southern Italy. *Quaternary International*, 73/74, 79-90.
- Brauer, A. 2004:* Annually laminated lake sediments and their palaeoclimatic relevance. In: Fischer, H. - Kumke, T. - Lohmann, G. - Flöser, G. - Miller, H. - von Storch, H. - Negendank, J. F. (Eds.), *The Climate in Historical Times: Towards a Synthesis of Holocene Proxy Data and Climate Models*, (GKSS School of Environmental Research), Springer, 109-128.

Bryson, R. A. 1986: Airstream climatology of Asia. In: Proceedings of International Symposium on the Qinghai-Xizang Plateau & Mountain Meteorology, March 20-24, 1984, Beijing, China, 604-619.

Clare, L. – Weninger, B. 2010: Social and biophysical vulnerability of prehistoric societies to rapid climate change. Documenta Praehistorica, 37, 283–292.

COHMAP Members 1988: Climatic Changes of the Last 18,000 Years: Observations and Model Simulations. Science, 241, 1043–1052.

Cole, G. 2013: Human burials. In: Matthews, R – Matthews, W. – Mohammadifar, Y. (Eds.), The Earliest Neolithic of Iran: 2008 Excavations at Sheikh-e Abad and Jani. CZAP Reports 1. Oxford: Oxbow, 163–174.

Conard, N. J. – Ghasidian, E. – Heydari-Guran, S. 2013: The Paleolithic of Iran. In: Potts, D. T. (Ed.), The Oxford Handbook of Ancient Iran. Oxford: Oxford University Press, 29–48.

Cook, A. G. – Weinstein, P. – Centeno, J. A. 2005: Health Effects of Natural Dust: Role of Trace Elements and Compounds. Biological Trace Element Research, 103(1), 1–16.

Coolidge, J. 2010: Prehistoric archaeology. In: Harris, D. R. (Ed.), Origins of Agriculture in Western Central Asia. Philadelphia: University of Pennsylvania Museum of Archaeology and Anthropology, 41–70.

Daems, A. 2001: The iconography of pre-Islamic women in Iran. Iranica Antiqua, 36, 1–150.

Daly, K. G. – Mattiangeli, V. – Hare, A. J. – Davoudi, H. – Fathi, H. – Bezaiee Doost, S. – Amiri, S. – Khazaeli, R. – Decruyenaere, D. – Nokandeh, J. – Richter, T. – Darabi, H. – Mortensen, P. – Pantos, A. – Yeomans, L. – Bangsgaard, P. – Mashkour, M. – Zeder, M. A. – Bradley, D. G. 2021: Herded and hunted goat genomes from the dawn of domestication in the Zagros Mountains. Proceedings of the National Academy of Sciences 118/25.

Darabi, H. 2015: An Introduction to the Neolithic Revolution in the Central Zagros. BAR International Series 2746. Oxford: Archaeopress.

Darabi, H. – Richter, T. – Mortensen, P. 2018: New excavations at Tappeh Asiab, Kermanshah Province, Iran. Antiquity, 92/361, e2.

Darabi, H. – Richter, T. – Mortensen, P. 2019: Neolithization process in the central Zagros. Documenta Praehistorica, 46, 44–57.

Davidson, J. – Hassanzadeh, J. – Berzins, R. – Stockli, D. F. – Bashukooch, B. – Turrin, B. – Pandamouz, A. 2004: The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran. Geological Society of America Bulletin, 116(1), 16-29.

De Geer, G. 1912: A geochronology of the last 12,000 years. Proceedings of the International Geological Congress Stockholm (1910), 1, 241–257.

Dean, W. E. 1974: Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. Journal of Sedimentary Petrology, 44, 242-48.

Dearing, J. 1999: Environmental magnetic susceptibility: Using the bartington MS2 system. Chi Publishing, Kenilworth.

Deevey, E. S. 1984: Stress, strain, and stability of lacustrine ecosystems. In: Haworth, E. Y. – Lund, J. W. G. (Eds.), Lake sediments and environmental history. University of Leicester Press, Leicester, 203–229.

Djamali, M. – de Beaulieu, J.-L. – Miller, N. F. – Andrieu-Ponel, V. 2009: Vegetation history of the SE section of the Zagros mountains during the last five millennia; a pollen record from the Maharlou Lake, Fars Province, Iran. Vegetation History and Archaeobotany, 18, 123–136.

Djamali, M. – Gondet, S. – Ashjari, J. – Aubert, C. – Brisset, E. – Longerey, J. – Marriner, N. – Mashkour, M. – Miller, N. F. – Naderi-Beni, A. – Pourkerman, M. – Rashidian, E. – Rigot, J.-B. – Shidrang, S. – Thiéry, A. – Gandouin, E. 2018: Karstic-spring wetlands of the Persepolis Basin, southwest Iran: unique sediment archives of Holocene environmental change and human impacts. Canadian Journal of Earth Sciences, 55, 1158-1172.

Douglas, M. S. V. 2013: Overview of Paleolimnology. In: Scott, A. E. - Elias Mock, C. J. (Eds.), Encyclopedia of Quaternary Science. Elsevier, 259-270.

Dreslerová, D. – Horáček, I. – Pokorný, P. 2007: Přírodní prostředí Čech a jeho vývoj. In: Kuna, M. (ed.): Archeologie pravěkých Čech 1 – Pravěký svět a jeho poznání. Praha: Archeologický ústav AV ČR, 23-50.

Düring, B. S. 2011: The Prehistory of Asia Minor, From Complex Hunter-Gatherers to Early Urban Societies. Cambridge: Cambridge University Press.

Edwards, P. C. 1989: Revising the Broad Spectrum Revolution: and its role in the origins of Southwest Asian food production. Antiquity, 63/239, 225–246.

Eimanifar, A. – Mohebbi, F. 2007: Urmia Lake (Northwest Iran): a brief review. Saline Systems, 3(1), 1-8.

Fisher, W. B. 1968: Physical geography. In: Fisher, W. B. (Ed.), The Cambridge History of Iran: Volume 1: The Land of Iran. Cambridge: Cambridge University Press, 1–110.

Flannery, K. V. 1969: Origins and ecological effects of early domestication in Iran and the Near East. In: Ucko, P. J. - Dimbleby, G. W. (Eds.), The Domestication and Exploitation of Plants and Animals. Chicago: Aldine Publishing, 73–100.

Fleitmann, D. – Mudelsee, M. – Burns, S. J. – Bradley, R. S. – Kramers, J. – Matter, A. 2008: Evidence for a widespread climatic anomaly at around 9.2 ka before present. Paleoceanography, 23/1.

Flohr, P. – Fleitmann, D. – Matthews, R. – Matthews, W. – Black, S. 2016: Evidence of resilience to past climate change in Southwest Asia: early farming communities and the 9.2 and 8.2 ka events. Quaternary Science Reviews, 136, 23–39.

Fontes, J.-Ch. – Mélières, F. – Gibert, E. – Qing, L. – Gasse, F. 1993: Stable isotope and radiocarbon balances of two Tibetan lakes (Sumxi Co and Longmu Co) from 13,000 yr B.P. Quaternary Science Reviews, 12(10), 875–887.

Fontes, J.-Ch. – Gasse, F. – Gibert, E. 1996: Holocene environmental changes in Lake Bangong basin (Western Tibet). Part 1: Chronology and stable isotopes of carbonates of a Holocene lacustrine core. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 120(1-2), 25–47.

Fontugne, M. – Kuzucuoğlu, C. – Karabiyiçoğlu, M. – Hatté, C. – Pastre, J.-F. 1999: From Pleniglacial to Holocene. A ¹⁴C chronostratigraphy of environmental changes in the Konya Plain, Turkey. Quaternary Science Reviews, 18(4-5), 573–592.

Frahm, E. – Tryon, C. A. 2018: Origins of Epipalaeolithic obsidian artefacts from Garrod's excavations at Zarzi Cave in the Zagros foothills of Iraq. Journal of Archaeological Science Reports, 21, 472–485.

Francus, P. – von Suchodoletz, H. – Dietze, M. – Donner, R. V. – Bouchard, F. – Roy, A.-J. – Fagot, M. – Verschuren, D. – Kröpelin, S. 2013: Varved sediments of Lake Yoa (Ounianga Kebir, Chad) reveal progressive drying of the Sahara during the last 6100 years. *Sedimentology*, 60(4), 911–934.

Freitag, H. 1977: The Pleniglacial, Late Glacial and Early Postglacial vegetations of Zeribar and their present-day counterparts. *Palaeohistoria*, XIX, 85-95.

Gac, J. Y. – Droubi, A. – Fritz, B. – Tardy, Y. 1977: Geochemical behaviour of silica and magnesium during the evaporation of waters in Chad. *Chemical Geology*, 19(1-4), 215–228.

Gat, J. R. – Magaritz, M. 1980: Climatic variations in the Eastern Mediterranean Sea area. *Naturwissenschaften*, 67, 80-87.

Gehrels, M. J. – Newnham, R. M. – Lowe, D. J. – Wynne, S. – Hazell, Z. J. – Caseldine, C. 2008: Towards rapid assay of cryptotephra in peat cores: review and evaluation of various methods. *Quaternary International*, 178, 68-84.

Gentry, R. W. – Sworski, T. J. – McKeown, H. S. – Smith, D. H. – Eby, R. E. – Christie, W. H. 1982: Differential lead retention in zircons: implications for nuclear waste containment. *Science*, 216, 296-297.

Ghahremaninejad, F. – Hoseini, E. – Jalali, S. 2021: The cultivation and domestication of wheat and barley in Iran, brief review of a long history. *The Botanical Review*, 87/1, 1–22.

Gibert, E. – Travi, Y. – Massault, M. – Chernet, T. – Barbecot, F. – Laggoun-Defarge, F. 1999: Comparison between carbonate and organic AMS 14C ages in Lake Abiyata sediments (Ethiopia): hydrochemistry and palaeoenvironmental implications. *Radiocarbon*, 41(3), 251–266.

Gibert, E. – Bergonzini, L. – Massault, M. – Williamson, D. 2002a: AMS-14C chronology of continuous deposits from a crater lake (Lake Massoko, Tanzania): modern water balance and environmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 187, 307–322.

Gibert, E. – Travi, Y. – Massault, M. – Tiercelin, J.-J. – Chernet, T. 2002b: AMS-14C chronology of a lacustrine sequence from Lake Langano (Ethiopia): correction and

validation steps in relation with volcanism influence, and lake water and carbon balances. *Radiocarbon*, 44, 75–92.

Glennie, K. W. 1998: The desert of southeast Arabia: a product of Quaternary climatic change. In: Alsharhan, A. S. – Glennie, K. W. – Whittle, G. L. – Kendall, C. G. S. C. (Eds.), *Quaternary deserts and climatic change*, Rotterdam: Balkema, 279-291.

Golabian, H. 2010: Urumia Lake: Hydro-Ecological Stabilization and Permanence. In: Badescu, V. – Cathcart, R. B. (Eds.), *Macro-Engineering Seawater in Unique Environments: Arid Lowlands and Water*, 365-397.

Guilizzoni, P. 2012: Palaeolimnology: an introduction. In: Gopal, B. (Eds.), *Limnology of rivers and lakes. Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*, UNESCO, EOLSS Publishers, Oxford.

Helbaek, H. 1966: Commentary on the Phylogenesis of Triticum and Hordeum. *Economic Botany*, 20(4), 350-360.

Helbaek, H. 1969: Plant Collecting, Dry-farming, and Irrigation Agriculture in Prehistoric Deh Luran. In: Hole, F. – Flannery, K. V. – Neely, J. A. (Eds.), *Prehistory and Human Ecology of the Deh Luran Plain: An Early Village Sequence from Khuzistan, Iran. Memoirs of the Museum of Anthropology 1*. Ann Arbor: University of Michigan, 383–428.

Hessari, M. 2020: How to Develop and Use of Proto-writing in Ancient Iran. In: Niknami, K.-A. - Hozhabri, A. (Eds.), *Archaeology of Iran in the Historical Period*. University of Tehran Science and Humanities Series. Springer, Cham.

Hesse, B. 1978: Evidence for Husbandry from the Early Neolithic Site of Ganj Dareh in Western Iran. Ph.D., Columbia University.

Hesse, B. 1979: Rodent remains and sedentism in the Neolithic: evidence from Tepe Ganj Dareh, Western Iran. *Journal of Mammalogy*, 60/4, 856–857.

Hesse, B. 1982: Slaughter patterns and domestication: the beginnings of pastoralism in Western Iran. *Man*, 17/3, 403–417.

Heyvaert, V. M. A. – Baeteman, C. 2007: Holocene sedimentary evolution and palaeocoastlines of the Lower Khuzestan plain (southwest Iran). *Marine Geology*, 242/1, 83–108.

Heyvaert, V. M. A. – Verkinderen, P. – Walstra, J. 2013: Geoarchaeological research in Lower Khuzestan: state of the art. In: De Graef, K. - Tavernier, J. (Eds.), Susa and Elam. Archaeological, Philological, Historical and Geographical Perspectives. Leiden: Brill, 493–534.

Hole, F. – Flannery, K. V. 1968: The Prehistory of Southwestern Iran: A Preliminary Report. Proceedings of the Prehistoric Society, 33, 147-206.

Hole, F. – Flannery, K. V. – Neely, J. A. 1969: Prehistory and Human Ecology of the Deh Luran Plain: An Early Village Sequence from Khuzistan, Iran. Memoir, Museum of Anthropology, Vol. 1. Ann Arbor, MI: University of Michigan.

Hole, F. 1987: Chronologies in the Iranian Neolithic. In: Aurenche, O - Evin, J. - Hours, F. (Eds.), Chronologies in the Near East: Relative Chronologies and Absolute Chronology 16,000–4,000 BP. BAR International Series 379. Oxford: British Archaeological Reports, 353–379.

Hole, F. 1998: The Spread of Agriculture to the Eastern Arc of the Fertile Crescent: Food for the Herders. In: Damania, A. B. – Valkoun, J. – Willcox, G. – Qualset, C. O. (Eds.), The Origins of Agriculture and Crop Domestication: The Harlan Symposium. Aleppo: ICARDA, IPGRI, FAO and UC/GRCP.

Hole, F. 2011: Interactions Between Western Iran and Mesopotamia From the 9th-4th Millennia B. C. Iranian Journal of Archaeological Studies, 1(1), 1-14.

Howe, B. 1983: Karim Shahir. In: Braidwood, L. S. - Braidwood, R. J. - Howe, B. – Reed, C. A. – Watson, P. J. (Eds.), Prehistoric Archaeology Along the Zagros Flanks. Oriental Insitute Publications, 105. Chicago: University of Chicago, 23–254.

Childe, V. G. 1928: The Most Ancient East. New York: Praeger.

Jayez, M. 2015: The shift in bladelet production trajectory from Late Paleolithic to Neolithic: the case study of Izeh, Khuzestan, Iran. Lithic Technology, 40/1, 52–67.

Jayez, M. – Mirzai, K. M. – Niknami, K. A. 2019: Introduction of Late Pleistocene cultural material of an intermediate region: Paleolithic sites of Pion and Izeh plain between Central and Southern Zagros, Southwest Iran. Quaternary International, 512, 52–66.

Jones, M. D. – Djamali, M. – Stevens, L. – Heyvaert, V. M. A. – Askari, H. – Noorollahi, D. – Weeks, L. R. 2013: Mid-Holocene environmental and climatic change in Iran. In: Petrie, C. A. (Eds.), Ancient Iran and its neighbours: Local developments and long-range interactions in the 4th Millennium BC, British Institute for Persian Studies and Oxbow Books, Oxford, UK, 25-34.

Jones, M. – Abu-Jaber, N. – AlShdaifat, A. – Baird, D. – Cook, B. I. – Cuthbert, M. O. – Dean, J. R. – Djamali, M. – Eastwood, W. – Fleitmann, D. – Haywood, A. – Kwiecien, O. – Larsen, J. – Maher, L. A. – Metcalfe, S. E. – Parker, A. – Petrie, C. A. – Primmer, N. – Richter, T. – Roberts, N. – Roe, J. – Tindall, J. C. – Ünal-İmer, E. – Weeks, L. 2019: 20,000 years of societal vulnerability and adaptation to climate change in southwest Asia. Wiley Interdisciplinary Reviews: Water, 6/2.

Kelts, K. – Shahrabi, M. 1986: Holocene sedimentology of hypersaline Lake Urmia, Northwestern Iran. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 54(1-4), 105–130.

Kirkby, M. J. 1977: Land and Water Resources of the Deh Luran and Khuzistan Plains. In: Hole, F. (Eds.), Studies in the Archaeological History of the Deh Luran Plain. Memoirs of the Museum of Anthropology 9. Ann Arbor: University of Michigan, 251–288.

Kirner, D. L. – Burky, R. – Taylor, R. E. – Southon, J. R. 1997: Radiocarbon dating organic residues at the microgram level. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 123(1), 214-217.

Kober, B. 1986: Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal source. Contributions to Mineralogy and Petrology, 93, 482-490.

Kong, T. – Tudryn, A. – Gibert-Brunet, E. – Motavalli-Anbaran, S.-H. – Tucholka, P. – Lankarani, M. – Ahmady-Birgani, H. – Noret, A. – Massault, M. – Miska, S. 2019: Late Quaternary Climate and Environment Reconstruction of Lake Urmia Basin (Iran). Inqua Congress, Dublin, Ireland. Dublin 25-31 July.

Košler, J. – Jelínek, E. – Pačesová, M. 1997: Základy izotopové geologie a geochronologie: Radiogenní izotopy: skripta pro posluchače přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. 1. vyd. Praha: Karolinum.

Kozłowski, S. K. 1999: The Eastern Wing of the Fertile Crescent. BAR International Series 760. Oxford: Archaeopress.

Lambeck, K. 1996: Shoreline reconstructions for the Persian Gulf since the last glacial maximum. Earth and Planetary Science Letters, 142, 43–57.

Lamoureux, S. F. 2001: Varve chronology techniques. In: Last, W. M. - Smol, J. P. (Eds.), Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Vol 1: Basin Analysis Coring and Chronological Techniques. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 247–260.

Le Mière, M. – Picon, M. 1998: Les débuts de la céramique au Proche-Orient. Paléorient, 24/2, 5–26.

Lees, G. M. – Falcon, N. L. 1952: The geographical history of the Mesopotamian plains. The Geographical Journal, 118, 24–39.

Lotter, A. F. 2003: Multi-proxy climatic reconstructions. In: Mackay, A. – Battarbee, R. W. – Birks, H. J. B. – Oldfield, F. (Eds.), Global change in the Holocene. Hodder Arnold, London, 373-383.

Lotter, A. F. – Birks, H. J. B. 2003: The Holocene palaeolimnology of Sägistalsee and its environmental history—a synthesis. Journal of Paleolimnology, 30. 333-342.

Lowe, D. J. 2011: Tephrochronology and its application: A review. Quaternary Geochronology, 6(2), 107–153.

Löffler, H. 1961: Beiträge zur Kenntnis der Iranischen Binnengewässer II. International Review of Hydrobiology, 46, 309–406.

MacDonald, G. M. – Beukens, R. P. – Kieser, W. E. 1991: Radiocarbon dating of limnic sediments: a comparative analysis and discussion. Ecology 72(3), 1150–1155.

Madani, K. 2014: Water management in Iran: what is causing the looming crisis? Journal of Environmental Studies and Sciences, 4(4), 315–328.

Mann, M. E. 2002: The value of multiple proxies. Science, 297, 1481-1482.

Matthews, R. – Mohammadifar, Y. – Matthews, W. – Motarjem, A. 2013: Investigating the Neolithisation of Society in the Central Zagros of Western Iran. In: Matthews, R. -

Nashli, H. F. (Eds.), *The Neolithisation of Iran: The Formation of New Societies*. Oxford: Oxbow, 14–34.

Matthews, R. – Nashli, H. F. 2022: The Archaeology of Iran from the Palaeolithic to the Achaemenid Empire. London.

Matthews, W. 2013a: Contexts of Neolithic interaction: geography, palaeoclimate and palaeoenvironment of the Central Zagros. In: Matthews, R. - Matthews, W. - Mohammadifar, Y. (Eds.), *The Earliest Neolithic of Iran: 2008 Excavations at Sheikh-e Abad and Jani*. CZAP Reports 1. Oxford: Oxbow, 13–19.

Matthews, W. 2013b: Investigating Early Neolithic materials, ecology and sedentism: micromorphology and microstratigraphy. In: Matthews, R. – Matthews, W. – Mohammadifar, Y. (Eds.), *The Earliest Neolithic of Iran: 2008 Excavations at Sheikh-e Abad and Jani*. CZAP Reports 1. Oxford: Oxbow, 67–104.

Matthews, W. 2018: Creating settled life: micro-histories of community, ritual, and place—the Central Zagros and Çatalhöyük. In: Hodder, I. (Ed.), *Religion, History, and Place in the Origin of Settled Life*. Colorado: University Press of Colorado, 64–98.

Mayewski, P. A. – Rohling, E. E. – Curt Stager, J. – Karlén, W. – Maasch, K. A. – Meeker, L. D. – Meyerson, E. A. – Gasse, F. – van Kreveld, S. – Holmgren, K.- Lee-Thorp, J. – Rosqvist, G. – Rack, F. – Staubwasser, M. – Schneider, R. R. – Steig, E. J. 2004: Holocene climate variability, *Quaternary Research*, 62, 243-255.

McCrea, J. M. 1950: On the Isotopic Chemistry of Carbonates and a Paleotemperature Scale. *The Journal of Chemical Physics*, 18, 849-857.

McKenzie, D. 1976: The East Anatolian Fault: A major structure in Eastern Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 29(1), 189–193.

Megard, R. O. 1967: Late-Quaternary Cladocera of Lake Zeribar Western Iran. *Ecology*, 48(2), 179-189.

Meher-Homji, V. M. 1984: La limite de l'aire du climat méditerranéen au contact de l'aire du climat des moussons dans le sous-continent indo-pakistanaï, Bulletin de la Société Botanique de France. *Actualités Botaniques*, 131(2-4), 37-49.

Meiklejohn, C. – Lambert, P. – Byrne, C. 1980: Demography and pathology of the Ganj Dareh population-Early Neolithic of Iran. American Journal of Physical Anthropology, 52/2, 255–255.

Merrett, D. C. 2004: Bioarchaeology in Early Neolithic Iran: Assessment of Health Status and Subsistence Strategy. PhD thesis, University of Manitoba.

Milanković, M. 1920: Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire, XVI, 338 s. – Paris: Gauthier-Villars.

Miller, N. F. – Kimiaie, M. 2006: Some plant remains from the 2004 excavations of Tall-e Mushki, Tall-e Jari A and B, an Tall-e Bakun A and B. In: Alizadeh, A. (Eds.), The origins of state organizations in prehistoric Highland Fars, Southern Iran. Excavations at Tall-e Bakun. Oriental Institute Publications 128, Oriental Institute Publications, Chicago, 107–118.

Moghaddam, A. – Miri, N. 2007: Archaeological Surveys in the „Eastern Corridor,“ South-Western Iran. Iran, 45, 23-55.

Mortensen, P. 2012: From the Epipalaeolithic to the Neolithic in northern Luristan. Proceedings of the International Symposium on Iranian Archaeology: Western Region. Tehran: Iranian Centre for Archaeological Research, 47–54.

Murray, A. S. – Wintle, A. G. 2000: Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Radiation Measurements, 32, 57-73.

Nashli, H. F. – Matthews, R. 2013: The Neolithisation of Iran: patterns of change and continuity. In: Matthews, R. - Nashli, H. F. (Eds.), The Neolithisation of Iran. Oxford: Oxbow Books, 1–13.

Nhu, V.-H. – Mohammadi, A. – Shahabi, H. – Shirzadi, A. – Al-Ansari, N. – Ahmad, B. B. – Chen, W. – Khodadadi, M. – Ahmadi, M. – Khosravi, K. – Jaafari, A. – Nguyen, H. 2020: Monitoring and Assessment of Water Level Fluctuations of the Lake Urmia and Its Environmental Consequences Using Multitemporal Landsat 7 ETM+ Images. International Journal of Environmental Research and Public Health, 17(12), 1-18.

Nishiaki, Y. 2016: Techno-typological observations on the flaked stone industry of the early neolithic settlement of Ganj Dareh, West Iran (the Tehran Collection). In: Roustaei – K. – Mashkour, M. (Eds.), The Neolithic of the Iranian Plateau: Recent Research.

Studies in Early Near Eastern Production, Subsistence, and Environment, 18. Berlin: ex oriente, 189–208.

Ojala, A. E. K. – Francus, P. – Zolitschka, B. – Besonen, M. – Lamoureux, S. F. 2012: Characteristics of sedimentary varve chronologies – A review. *Quaternary Science Reviews*, 43, 45–60.

Olszewski, D. I. 2012: The Zarzian in the context of the Epipaleolithic Middle East. *International Journal of the Humanities*, 19/3, 1–20.

Özdoğan, M. 2005: The expansion of the Neolithic way of life: what we know and what we do not know. In: Lichter, C. (Ed.), *How Did Farming Reach Europe? Anatolian-European Relations from the Second Half of the 7th Through the First Half of the 6th Millennium Cal BC*. Istanbul: Ege Yayınları, 13–27.

Pabot, H. 1960: *The Native Vegetation and Its Ecology in the Khuzistan River Basins*. Khuzistan Development Service, Ahwaz, Iran.

Petrie, C. A. 2012: Ceramic production. In: Potts, D. T. (Ed.), *A Companion to the Archaeology of the Ancient Near East*. Chichester: Blackwell, 279–294.

Petrie, C. A. – Djamali, M. – Jones, M. D. 2018: Physical geography and environment of Elam. In: Álvarez-Mon, J. – Basello, G. P. – Wicks, Y. (Eds.), *The Elamite World*, 1st edition. Routledge, London, 99–118.

Potts, D. T. 1999: *The Archaeology of Elam: Formation and Transformation of an Ancient Iranian State*. Cambridge: Cambridge University Press.

Pullar, J. 1990: *Tepe Abdul Hosein: A Neolithic Site in Western Iran Excavations 1978*. BAR International Series 563. British Archaeological Reports, Oxford.

Purser, K. H. 1992: A high throughput ¹⁴C Accelerator Mass Spectrometer. *Radiocarbon*, 34(3), 458–467.

Reimer, P. J. – Bard, E. – Bayliss, A. – Beck, J. W. – Blackwell, P. G. – Bronk Ramsey, C. – Buck, C. E. – Cheng, H. – Edwards, R. L. – Friedrich, M. – Grootes, P. M. – Guilderson, T. P. – Hafliðason, H. – Hajdas, I. – Hatté, C. – Heaton, T. J. – Hoffmann, D. L. – Hogg, A. G. – Hughen, K. A. – Kaiser, K. F. – Kromer, B. – Manning, S. W. – Niu, M. – Reimer, R. W. – Richards, D. A. – Scott, E. M. – Southon, J. R. – Staff, R. A. – Turney,

- C. S. M. – van der Plicht, J. 2013: IntCal13 and MARINE13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50000 years cal BP. Radiocarbon 55 (4), 1869–1887.*
- Reed, C. A. 1962: Snails on a Persian hillside. Postilla, 66, 1-20.*
- Renfrew, C. – Dixon, J. E. – Cann, J. R. 1966: Obsidian and early cultural contact in the Near East. Proceedings of the Prehistoric Society, 32, 30–72.*
- Riehl, S. – Zeidi, M. – Conard, N. J. 2013: Emergence of Agriculture in the Foothills of the Zagros Mountains of Iran. Science, 341(6141), 65–67.*
- Riehl, S. 2016: The role of the local environment in the slow pace of emerging agriculture in the Fertile Crescent. Journal of Ethnobiology, 36/3, 512–534.*
- Richardson, A. 2020: Material culture and networks of Bestansur and Shimshara. In: Matthews, R. - Matthews, W. – Raheem, K. R. – Richardson, A. (Eds.), The Early Neolithic of the Eastern Fertile Crescent: Excavations at Bestansur and Shimshara, Iraqi Kurdistan. CZAP Reports 2. Oxford: Oxbow, 533–566.*
- Richter, T. – Darabi, H. – Alibaigi, S. – Arranz-Otaegui, A. – Bangsgaard, P. – Khosravi, S. – Maher, L. A. – Mortensen, P. – Pedersen, P. – Yeomans, L. 2021: The formation of early Neolithic communities in the central Zagros: an 11.500 year-old communal structure at Asiab. Oxford Journal of Archaeology, 40, 2–22.*
- Roberts, N. 1983: Age, palaeoenvironments, and climatic significance of Late Pleistocene Konya Lake, Turkey. Quaternary Research, 19, 154-171.*
- Roberts, N. – Wright Jr., H. E. 1993: Vegetational, lake-level and climatic history of the Near East and Southwest Asia. In: Wright Jr., H. E. – Kutzbach, J. E. – Webb, T. III. – Ruddiman, W. F. - Street-Perrott, F. A. – Bartlein, P. J. (Eds.), Global Climates since the Last Glacial Maximum, Minneapolis: University of Minnesota Press, 194-220.*
- Rosignol-Strick, M. 1999: The Holocene climatic optimum and pollen records of sapropel 1 in the eastern Mediterranean, 9000-6000 BP. Quaternary Science Reviews, 18, 515-30.*
- Rozanski, K. – Araguás-Araguás, L. – Gonfiantini, R. 1993: Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation. In: Swart, P. K. – Lohmann, K. C. – McKenzie, J. – Savin, S. (Eds.), Climate Change in Continental Isotopic Records, Geophysical Monograph Series, 78, 1-36.*

Rudwick, M. J. S. 1998: Lyell and the Principles of Geology. Geological Society, London, Special Publications, 143(1), 1-15.

Saarnisto, M. – Ojala, A. E. K. 2009: Varved sediments. In: Gornitz, V. (Eds.), Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments, Encyclopaedia of Earth Sciences Series. Springer, 973-975.

Saeidi Ghavi Andam, S. 2019: A pedoanthracological and palynological approach to study man-climate-ecosystem interactions during the Holocene in Persepolis basin (SW-Iran). Dissertation: Regensburg.

Saeidi Ghavi Andam, S. – Djamali, M. – Nelle, O. – Naderi-Beni, A. – Haghighifard, M. – Brisset, E. – Poschlod, P. 2021: Vegetation history of the Maharlou Lake basin (SW Iran) with special reference to the Achaemenid period (550–330 BC). Vegetation History and Archaeobotany, 30, 595–610.

Safaierad, R. – Mohtadi, M. – Zolitschka, B. – Yokoyama, Y. – Vogt, C. – Schefuß, E. 2020: Elevated dust depositions in West Asia linked to ocean–atmosphere shifts during North Atlantic cold events. Proceedings of the National Academy of Sciences, 117/31, 18272–18277.

Shah-Hosseini, M. 2003: Sedimentology of hypersaline Lake Urmia in central part of Shahid Kalantari Highway with special reference to their origin. University of Tehran, Tehran.

Shahabfar, A. – Ghulam, A. – Eitzinger, J. 2012: Drought monitoring in Iran using the perpendicular drought indices. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 18, 119–127.

Shahabfar, A. – Eitzinger, J. 2013: Spatio-Temporal Analysis of Droughts in Semi-Arid Regions by Using Meteorological Drought Indices. Atmosphere, 4(2), 94–112.

Sharifi, A. 2002: Factors controlling the sedimentological and geochemical characteristics of the Lake Urmia. Iranian National Centre for Oceanography, Tehran.

Sharifi, A. – Shah-Hosseini, M. – Pourmand, A. – Esfahaninejad, M. – Haeri-Ardakani, O. 2018: The Vanishing of Urmia Lake: A Geolimnological Perspective on the Hydrological Imbalance of the World's Second Largest Hypersaline Lake. The Handbook of Environmental Chemistry, Springer, Berlin, Heidelberg.

- Shidrang, S. 2018*: The Middle to Upper Paleolithic transition in the Zagros: the appearance and evolution of the Baradostian. In Nishiaki, Y. - Akazawa, T. (Eds.), *The Middle and Upper Paleolithic Archeology of the Levant and Beyond*. Singapore: Springer Singapore, 133–156.
- Schmidt, M. – Gonda, R. – Transiskus, S. 2020*: Environmental degradation at Lake Urmia (Iran): exploring the causes and their impacts on rural livelihoods. *GeoJournal*, 86(5), 2149–2163.
- Schneider, L. – Pain, C. F. – Haberle, S. – Blong, R. – Alloway, B. V. – Fallon, S. J. – Hope, G. – Zawadzki, A. – Heijnis, H. 2019*: Evaluating the radiocarbon reservoir effect in lake Kutubu, Papua New Guinea. *Radiocarbon*, 61(1), 287–308.
- Sima, S. – Rosenberg, D. E. – Wurtsbaugh, W. A. – Null, S. E. – Kettenring, K. M. 2021*: Managing Lake Urmia, Iran for diverse restoration objectives: Moving beyond a uniform target lake level. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 35, 1-16.
- Simmons, A. H. 2007*: *The Neolithic Revolution in the Near East. Transforming the Human Landscape*. The University of Arizona Press, Tucson.
- Smith, P. E. L. 1976*: Reflections on four seasons of work at Tappeh Ganj Dareh. In: Bagherzadeh, F. (Ed.), *Proceedings of the IVth Annual Symposium on Archaeological Research in Iran*. Tehran: Iranian Centre for Archaeological Research, 11–22.
- Smith, P. E. L. – Crépeau, R. 1983*: Fabrication expérimentale de répliques d'un vase Néolithique du site de Ganj Dareh, Iran: recherche technologique. *Paléorient*, 9/2, 55–62.
- Smith, P. E. L. 1990*: Architectural innovation and experimentation at Ganj Dareh, Iran. *World Archaeology*, 21/3, 323–335.
- Solecki, R. S. – Solecki, R. L. – Agelarakis, A. P. 2004*: *The Proto-Neolithic Cemetery in Shanidar Cave*. College Station: Texas A&M University Press.
- Soltysiak, A. – Darabi, H. 2017*: Human remains from Ali Kosh, Iran, 2017. *Bioarchaeology of the Near East*, 11, 76–83.
- Staubwasser, M. – Weiss, H. 2006*: Holocene climate and cultural evolution in late prehistoric-early historic West Asia. *Quaternary Research*, 66, 372–387.

- Stevens, L. R. – Wright Jr., H. E. – Ito, E. 2001:* Proposed changes in seasonality of climate during the Lateglacial and Holocene at Lake Zeribar, Iran. *The Holocene*, 11(6), 747-755.
- Stevens, L. R. – Ito, E. – Schwalb, A. – Wright Jr., H. E. 2006:* Timing of atmospheric precipitation in the Zagros Mountains inferred from a multi-proxy record from Lake Mirabad, Iran. *Quaternary Research*, 66, 494–500.
- Stevens, L. R. – Djamali, M. – Andrieu-Ponel, V. – de Beaulieu, J.-L. 2012:* Hydroclimatic variations over the last two glacial/interglacial cycles at Lake Urmia, Iran. *Journal of Paleolimnology*, 47(4), 645–660.
- Stiner, M. C. 1993:* Small animal exploitation and its relation to hunting, scavenging, and gathering in the Italian Mousterian. In: Peterkin, G. L. - Bricker, H. - Mellars, P. (Eds.), *Hunting and Animal Exploitation in the Later Palaeolithic and Mesolithic of Eurasia. Archaeological Papers of the American Anthropological Association 4*. Washington, DC: American Anthropological Association, 101–119.
- Stiner, M. C. 2001:* Thirty years on the “Broad Spectrum Revolution” and Palaeolithic demography. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, 13, 6993–6996.
- Stockhecke, M. – Anselmetti, F. S. – Meydan, A. F. – Odermatt, D. – Sturm, M. 2012:* The annual particle cycle in Lake Van (Turkey). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 333-334, 148–159.
- Stordeur, D. – Anderson-Gerfaud, P. 1985:* Les omoplastes encochées néolithiques de Ganj Dareh (Iran). Étude morphologique et fonctionnelle. *Cahiers de l’Euphrate*, 4, 289–313.
- Stuiver, M. 1969:* Yale radiocarbon measurements IX. *Radiocarbon*, 4, 545-658.
- Stuiver, M. – Reimer, P. J. – Bard, E. – Beck, J. W. – Burr, G. S. – Hughen, K. A. – Kromer, B. – McCormac, F. G. – van der Plicht, J. – Spurk, M. 1999:* Calib 4.2. *Radiocarbon*, 40, 1041-1083.
- Sumner, W. M. 1972:* Cultural development in the Kur River basin, Iran. An archaeological analysis of settlement patterns. PhD dissertation, University of Pennsylvania, Pennsylvania.

Sumner, W. M. 1990: An archaeological estimate of population trends since 6000 BC in the Kur River Basin, Fars Province, Iran. In: Taddei, M. (Eds.), South Asian Archaeology. Istituto Italiano per il Medio ed Estremo Oriente, Rome, 1-16.

Taha, M. F. – Ilarb, S. A. – Nagib, M. K. – Tantawy, A. H. 1981: The climate of the Near East. In: Takahashi, K. – Arakawa, H. (Eds.), Climates of southern and western Asia: World survey of climatology, 9, Amsterdam: Elsevier, 183-255.

Talebi, T. – Ramezani, E. – Djamali, M. – Lahijani, H. A. K. – Naqinezhad, A. – Alizadeh, K. – Andrieu-Ponel, V. 2015: The Late-Holocene climate change, vegetation dynamics, lake-level changes and anthropogenic impacts in the Lake Urmia region, NW Iran. Quaternary International, 408, 40–51.

Taylor, R. E. 1991: Radioisotope dating by accelerator mass spectrometry: archaeological and paleoanthropological perspectives. In: Goksu, H. Y. - Obserhofer, M. - Regulla, D. (Eds.), Scientific Dating Methods. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 37–54.

Thomalsky, J. 2016: The development of lithic industries in Iran in the light of the processes of neolithisation. In: Roustaei, K. – Mashkour, M. (Eds.), The Neolithic of the Iranian Plateau: Recent Research. Studies in Early Near Eastern Production, Subsistence, and Environment, 18. Berlin: ex oriente, 169–188.

Tudryn, A. – Motavalli-Anbaran, S.-H. – Tucholka, P. – Gibert-Brunet, E. – Lankarani, M. – Ahmady-Birgani, H. – Kong, T. – Noret, A. – Miska, S. – Massault, M. – Dufaure, O. 2021: Late Quaternary environmental changes of Lake Urmia basin (NW Iran) inferred from sedimentological and magnetic records. Quaternary International, 589, 83–94.

Uhl, T. – Kretschmer, W. – Luppold, W. – Scharf, A. 2005: AMS measurements from microgram to milligram. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 240/1–2, 474–477.

ULRP 2017: A Brief Report: Urmia Lake Restoration Program. Tehran.

UNEP 2012: The drying of Iran's Lake Urmia and its environmental consequences. Technical paper. United Nations Environment Programme (UNEP). Global Environmental Alert Service (GEAS).

- Vasil'chuk, A. – Kim, J.-C. – Vasil'chuk, Y. 2005: AMS ¹⁴C dating of pollen concentrate from Late Pleistocene ice wedges from the Bison and Seyaha sites in Siberia. Radiocarbon, 47(2), 243-256.*
- Voigt, M. M. – Dyson, R. H. 1992: The chronology of Iran, ca. 8000–2000 B.C. In: Ehrich, R. W. (Ed.), Chronologies in Old World archaeology. Chicago: University of Chicago Press, 122–178.*
- Walanus, A. – Nalepka, D. 2010: Calibration of Mangerud's Boundaries. Radiocarbon, 52(4), 1639-1644.*
- Walker, M. 2005: Quaternary Dating Methods. Wiley.*
- Wasylikowa, K. 1967: Late Quaternary plant macrofossils from Lake Zeribar, western Iran. Review of Palaeobotany and Palynology, 2, 313-318.*
- Wasylikowa, K. – Walanus, A. 2004: Timing of aquatic and marsh plant successions in various parts of Lake Zeribar, Iran, during the Late Glacial and Holocene, Acta Palaeobotanica, 44, 129-140.*
- Wasylikowa, K. – Witkowski, A. – Walanus, A. – Hutorowicz, A. – Alexandrowicz, S. W. – Langer, J. J. 2006: Palaeolimnology of Lake Zeribar, Iran, and its climatic implications, Quaternary Research, 66, 477-493.*
- Watson, P. J. 2009: Archaeology and Anthropology: A Personal Overview of the Past Half-Century. Annual Review of Anthropology, 38(1), 1–15.*
- Weiss, H. 2000: Beyond the Younger Dryas: Collapse as Adaptation to Abrupt climate change in ancient west Asia and the Eastern Mediterranean. In: Bawden, G. and Reycraft, R. (Eds.), Confronting Natural Disaster: Engaging the Past to Understand the Future. Albuquerque: University of New Mexico Press, 75-98.*
- Weiss, H. – Bradley, R. S. 2001: What drives societal collapse? Science 291, 609-610.*
- Wendt, J. I. – Wendt, I. – Tuttas, D. 1993: Determination of U-Pb ages of zircons by direct measurement of the ²¹⁰Pb/²⁰⁶Pb ratio. Chemical Geology, 106, 467-474.*
- Weninger, B. – Agram-Stern, E. – Bauer, E. – Clare, L. – Danzeglocke, U. – Jöris, O. – Kubatzki, C. – Rollefson, G. – Todorova, H. – van Andel, T. 2006: Climate forcing due to*

the 8200 cal yr BP event observed at Early Neolithic sites in the eastern Mediterranean. *Quaternary Research*, 66/3, 401–420.

Weninger, B. – Clare, L. – Rohling, E. J. – Bar-Yosef, O. – Böhner, U. – Budja, M. – Bundschuh, M. – Feurdean, A. – Gebel, H.-G. – Jöris, O. – Lindstädter, J. – Mayewski, P. – Mühlenbruch, T. – Reingruber, A. – Rollefson, G. – Schyle, D. – Thissen, L. – Todorova, H. – Zielhofer, C. 2009: The impact of rapid climate change on prehistoric societies during the Holocene in the Eastern Mediterranean. Documenta Praehistorica, 36, 7–59.

Weninger, B. 2017: Niche construction and theory of agricultural origins. Case studies in punctuated equilibrium. Documenta Praehistorica, 44, 6–17.

Wetherill, G. W. 1956: Discordant uranium-lead ages, I. Transactions, American Geophysical Union, 37(3), 320-326.

Whitcomb, D. S. 1985: Before the roses and nightingales, excavations at Qasr-i Abu Nasr, Old Shiraz. Metropolitan Museum of Art, New York.

Whitlam, J. – Ilkhani, H. – Bogaard, A. – Charles, M. 2013: The plant microfossil evidence from Sheikh-e Abad: first impressions. In: Matthews, R. – Matthews, W. – Mohammadifar, Y. (Eds.), The Earliest Neolithic of Iran: 2008 Excavations at Sheikh-e Abad and Jani. CZAP Reports 1. Oxford: Oxbow, 175–184.

*Whitlam, J. – Bogaard, A. – Matthews, R. – Matthews, W. – Mohammadifar, Y. – Ilkhani, H. – Charles, M. 2018: Pre-agricultural plant management in the uplands of the central Zagros: the archaeobotanical evidence from Sheikh-e Abad. *Vegetation History and Archaeobotany*, 27/6, 817-831.*

*Woodbridge, K. P. – Parsons, D. R. – Heyvaert, V. M. – Walstra, J. – Frostick, L. E. 2016: Characteristics of direct human impacts on the rivers Karun and Dez in lowland south-west Iran and their interactions with earth surface movements. *Quaternary International*, 392, 315–334.*

Wright Jr., H. E. 1966: Stratigraphy of lake sediments and the precision of the palaeoclimatic record. In: Sawyer, J. J. (Eds.), World climate from 8000 to 0 B. C. Royal Meteorological Society, London, 157–173

- Wright Jr., H. E. 1993: Environmental Determinism in Near Eastern Prehistory. Current Anthropology, 34(4), 458–469.*
- Wright, H. T. (Ed.), 1979: Archaeological Investigations in Northeastern Xuzestan, 1976. Ann Arbor: Museum of Anthropology, The University of Michigan.*
- Yamaguchi, N. – Sakotani, A. – Ichijo, T. – Kenzaka, T. – Tani, K. – Baba, T. – Nasu, M. 2012: Break Down of Asian Dust Particle on Wet Surface and Their Possibilities of Cause of Respiratory Health Effects. Biological and Pharmaceutical Bulletin, 35(7), 1187–1190.*
- Yelon, A. – Saucier, A. – Larocque, J. P. – Smith, P. E. L. – Vandiver, P. 1992: Thermal analysis of Early Neolithic pottery From Tepe Ganj Dareh, Iran. MRS Proceedings, 267, 591.*
- Young, T. C. – Smith, P. E. 1966: Research in the prehistory of Central Western Iran. Science, 153/3734, 386–391.*
- Zarghami, M. 2011: Effective watershed management; Case study of Urmia Lake, Iran. Lake and Reservoir Management, 27(1), 87–94.*
- Zeder, M. A. – Hesse, B. 2000: The initial domestication of goats (*Capra hircus*) in the Zagros Mountains 10,000 years ago. Science 287(5461), 2254–2257.*
- Zeder, M. A. 2001: A metrical analysis of a collection of modern goats (*Capra hircus aegargus* and *C. h. hircus*) from Iran and Iraq: implications for the study of caprine domestication. Journal of Archaeological Science, 28/1, 61–79.*
- Zeder, M. A. 2012: The Broad Spectrum Revolution at 40: resource diversity, intensification, and an alternative to optimal foraging explanations. Journal of Anthropological Archaeology, 31, 241–264.*
- van Zeist, W. 1967: Late Quaternary vegetation history of western Iran. Review of Palaeobotany and Palynology, 2(1-4), 301–311.*
- van Zeist, W. – Bottema, S. 1977: Palynological investigations in western Iran. Palaeohistoria, XIX., 19-85.*
- van Zeist, W. – Wright Jr., H. E. 1963: Preliminary Pollen Studies at Lake Zeribar, Zagros Mountains, Southwestern Iran. Science, 140(3562), 65–67.*

van Zeist, W. – Smith, P. E. L. – Palfenier-Vegeter, R. M. – Suwijn, M. – Casparie, W. A. 1984: An archaeobotanical study of Ganj Dareh. Palaeohistoria, 26, 201–224.

Zohary, M. 1973: Geobotanical Foundations of the Middle East. Vol. 2, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.

Zolitschka, B. – Francus, P. – Ojala, A. E. K. – Schimmelmann, A. 2015: Varves in lake sediments – a review. Quaternary Science Reviews, 117, 1–41.

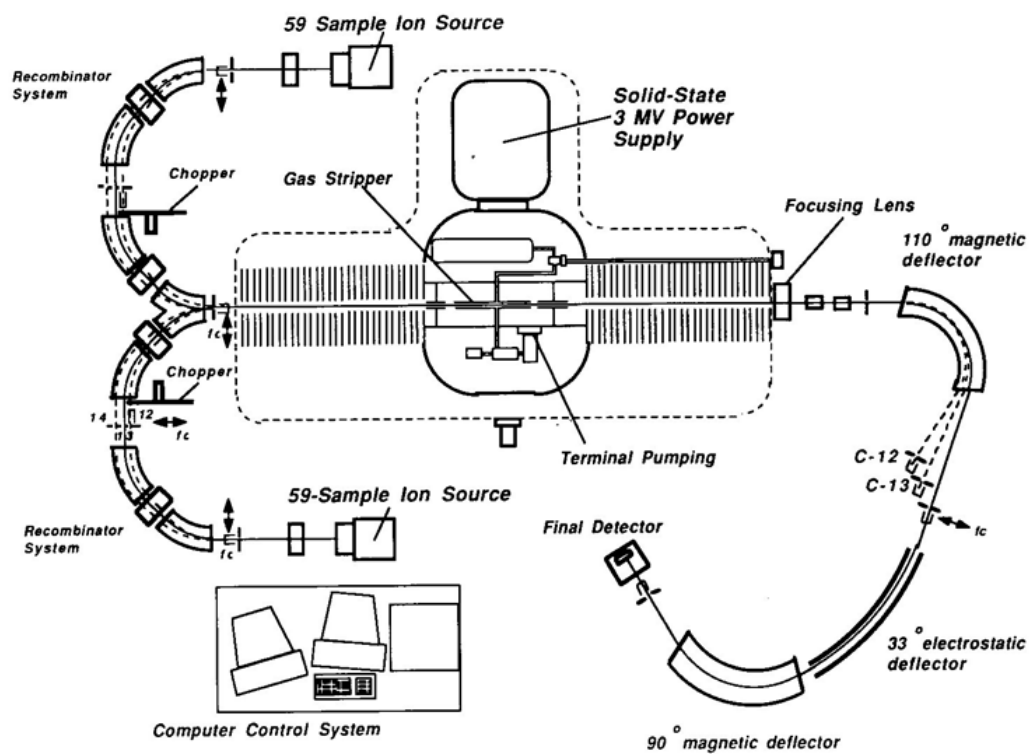
Internetové zdroje

Přehled metod stanovení ¹⁴C. Radiouhlíková laboratoř provozovaná společně ÚJF AV ČR v.v.i. a ARÚ AV ČR, Praha, v.v.i. [online]. [cit. 2021-12-23]. Dostupné z: <http://crl.odz.ujf.cas.cz/home/zpracovani-vzorkua>.

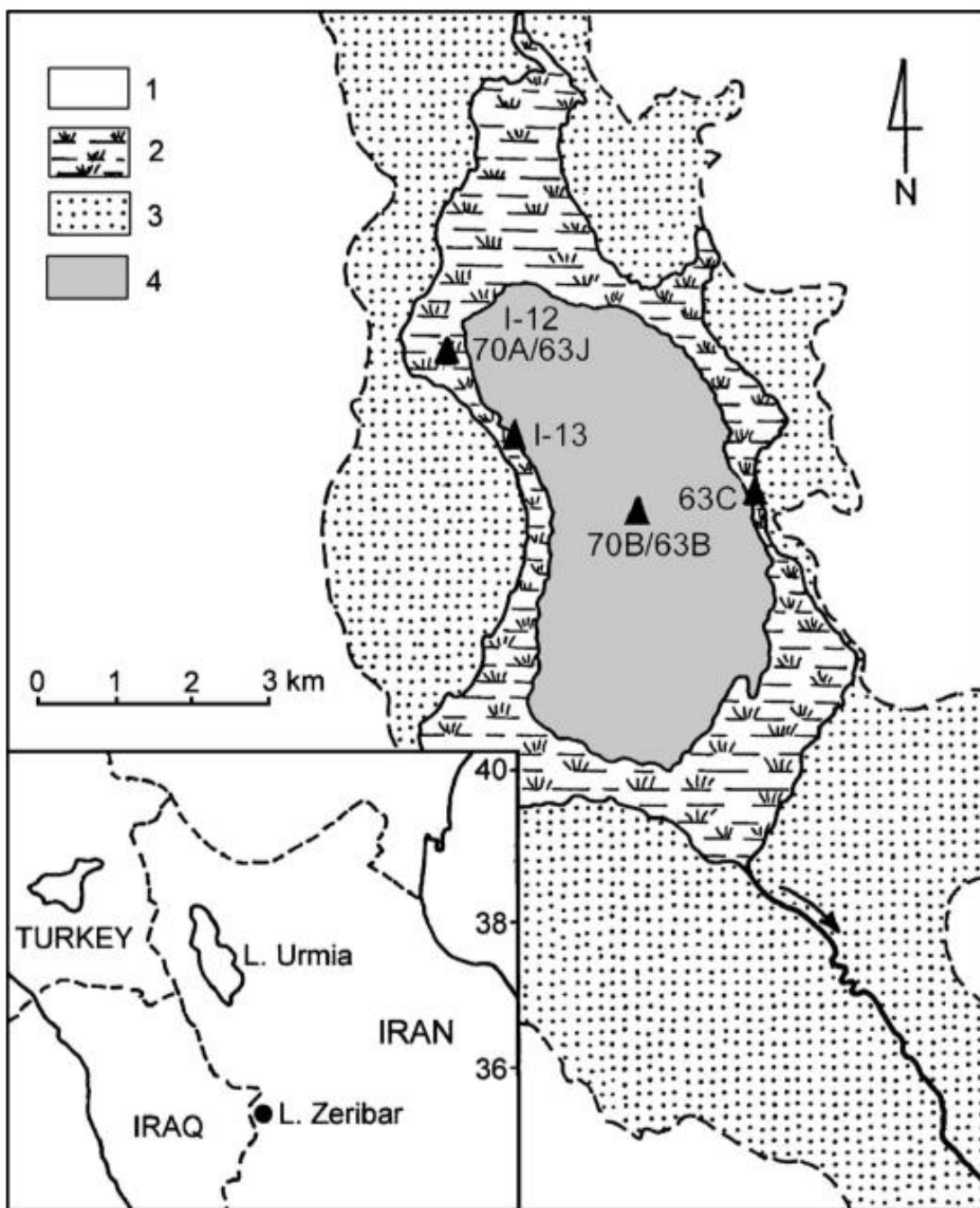
Ramsar Sites Information Service (RSIS), 2015 [online]. [cit. 2022-01-31]. Dostupné z: <https://rsis.ramsar.org/ris/38?language>.

United States Geological Survey (USGS). [online]. [cit. 2022-02-14]. Dostupné z: <https://eros.usgs.gov/image-gallery/earthshot/lake-urmia-iran#earthshot-stories>.

8. Přílohy



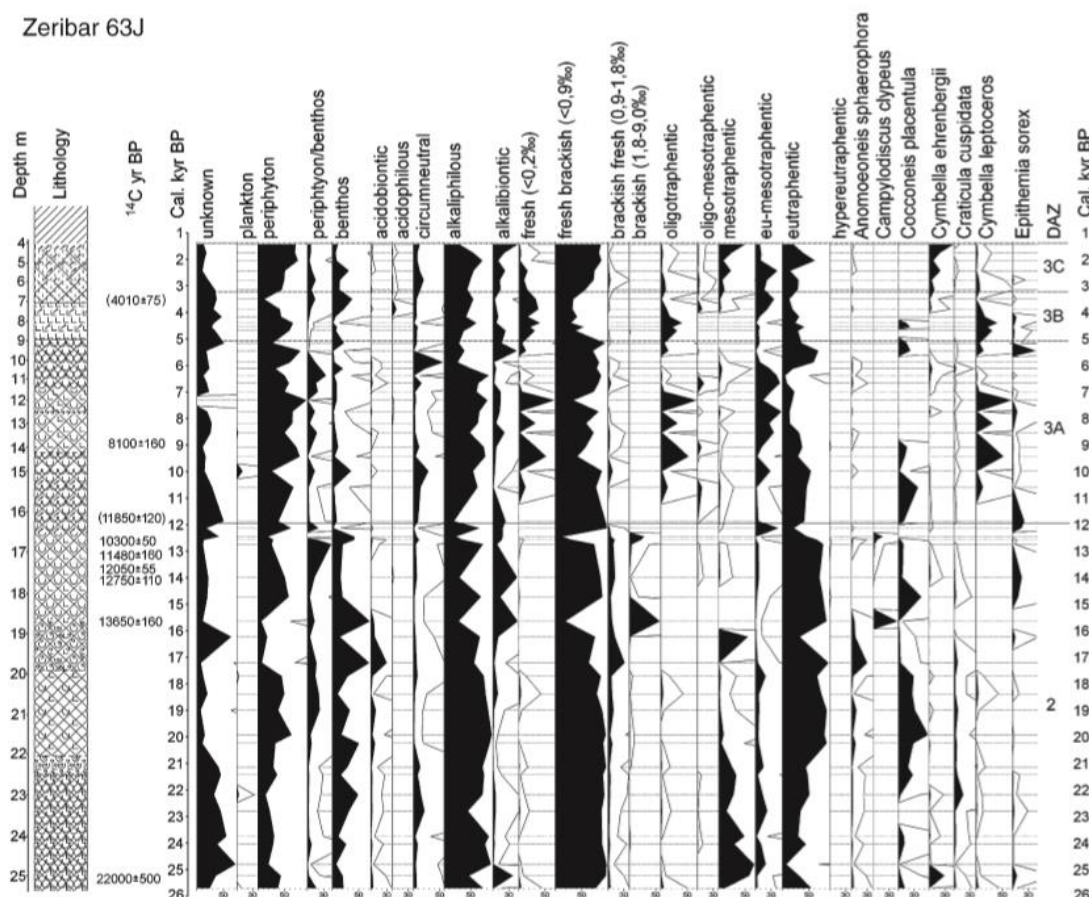
Příloha 1: Schéma znázorňující AMS systém provozovaný Woods Hole Oceanographic Institution, USA. Podle Purser 1992.



Příloha 2: Schematická mapa jezera Zeribar. Trojúhelníky znázorňují jádrová naleziště. 1 – horské hřebeny, 2 – bažiny, 3 – aluviální slatiniště, 4 – otevřená vodní plocha. Podle Wasylikowa – Walanus 2004.

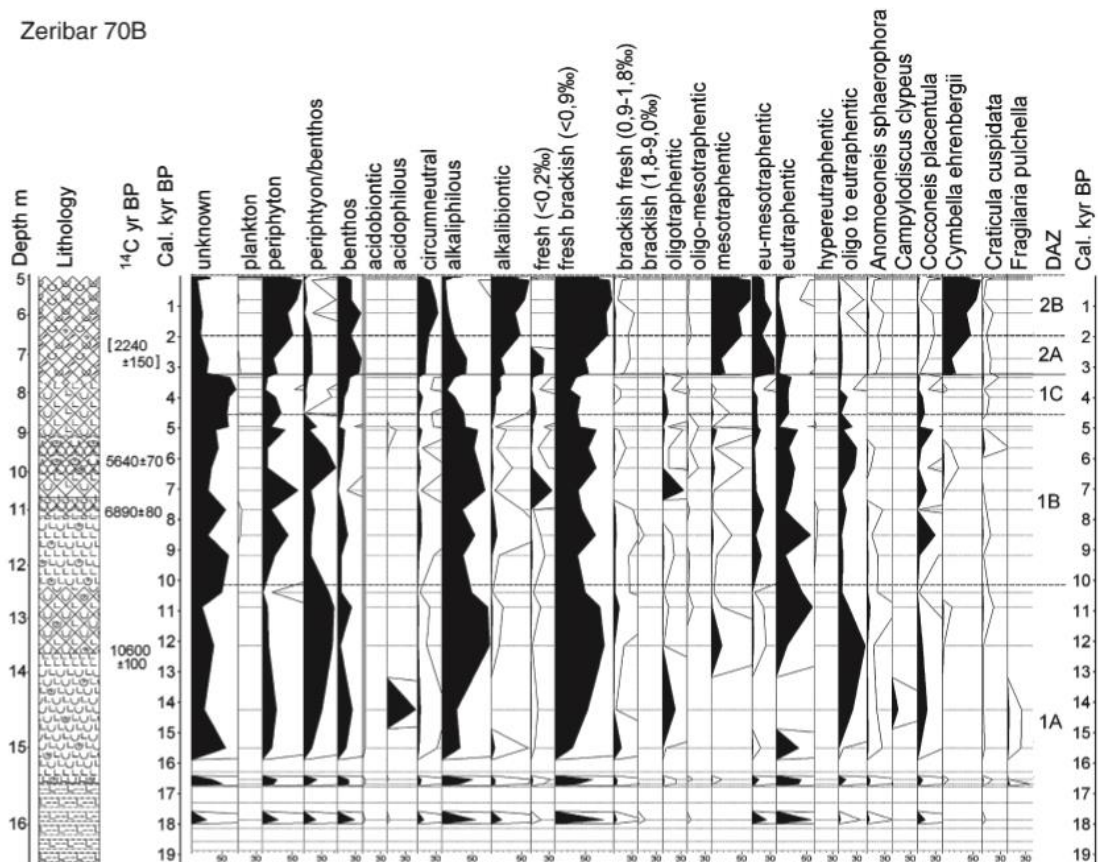
^{14}C age (BP)	Calibrated age (BP)	Depth (m)	Core	Lab. number
2240 ± 150	2210–2310	7.00–7.10	63B	L-845B
5640 ± 70	6410	9.78–9.93	70B	GrN-7628
8100 ± 160	9015	14.10–14.20	63J	Y-1432
11 480 ± 160	13 450	17.10–17.20	63J	Y-1687
13 650 ± 160	16 092–16 682	18.90–19.00	63J	Y-1686

Příloha 3: Radiokarbonové datae klastických sedimentů uvedené podle hloubky, jader a laboratorních čísel. Podle *Stuiver 1969*. Datae byly kalibrovány programem Calib. 4.2. Podle *Stuiver et al. 1999*.

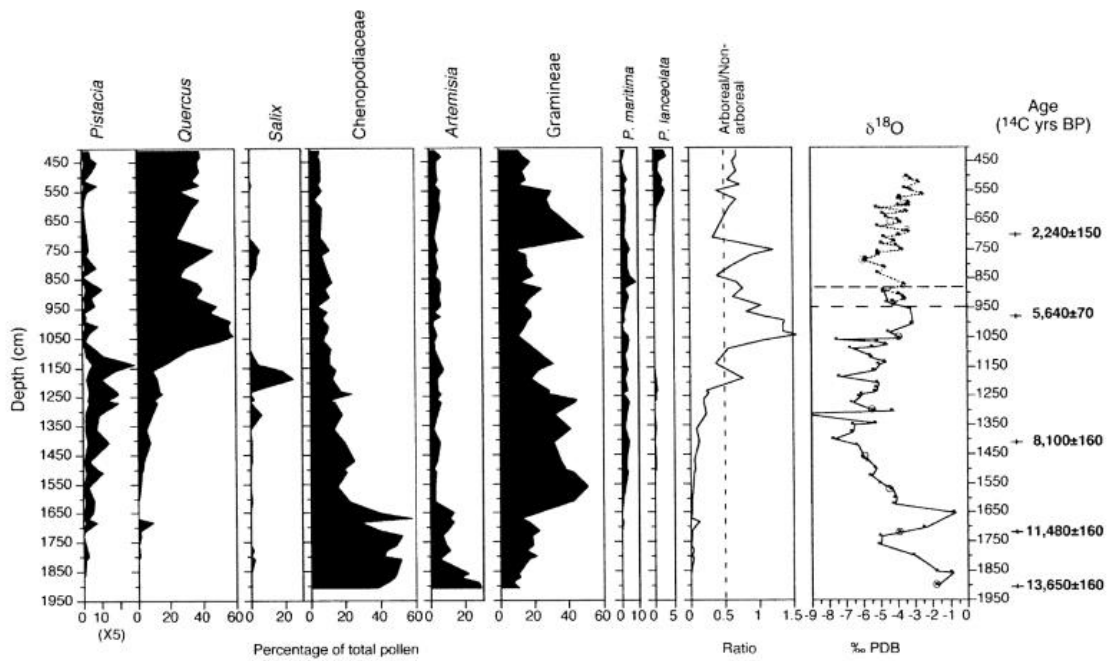


Příloha 4: Pylový diagram rozsivek ze sedimentárního jádra 63J, západní pobřeží jezera Zeribar. Distribuce ekologických skupin a vybraných taxonů rozsivek. Podle *van Zeist – Bottema 1977*.

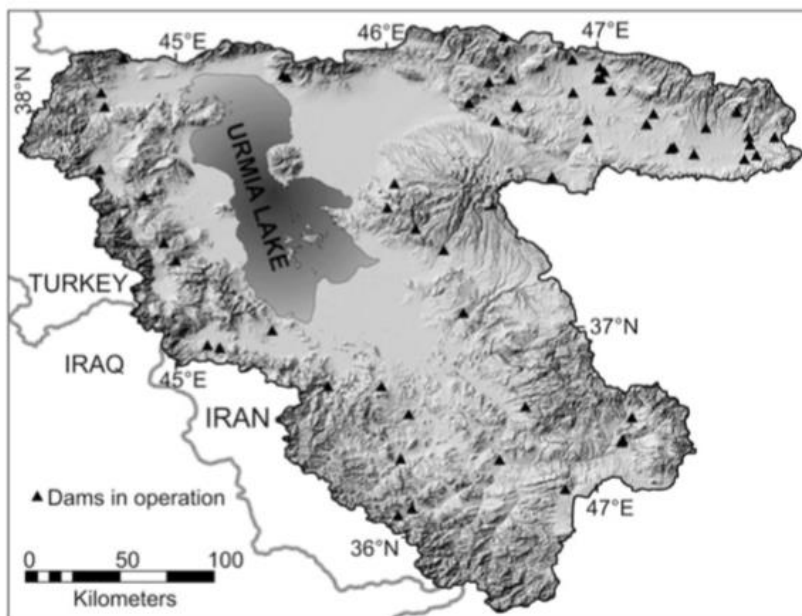
Zeribar 70B



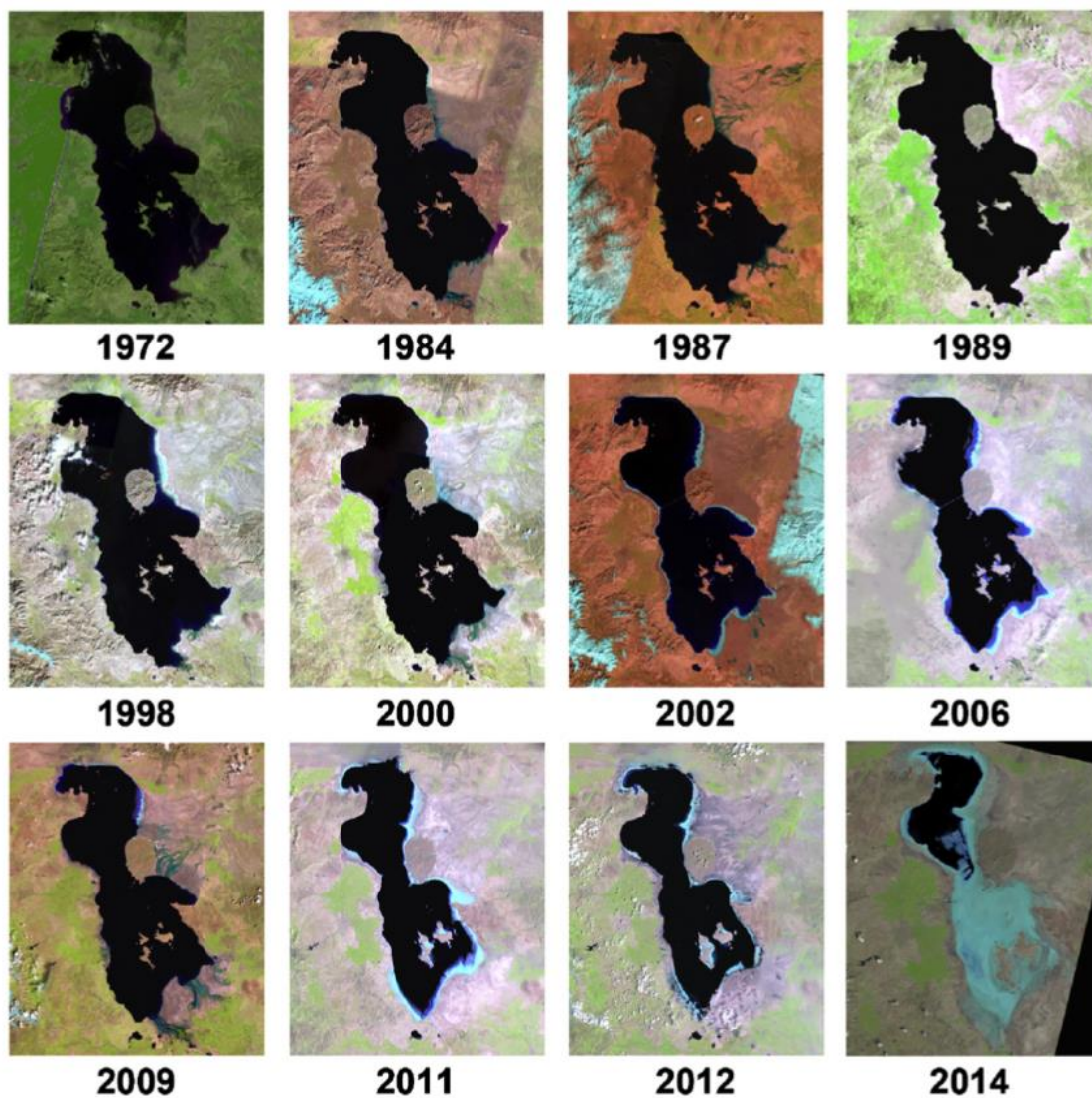
Příloha 5: Pylový diagram rozsviek ze sedimentárního jadra 70B, střední část jezera Zeribar. Distribuce ekologických skupin a vybraných taxonů rozsviek. Podle *van Zeist – Bottema 1977*.



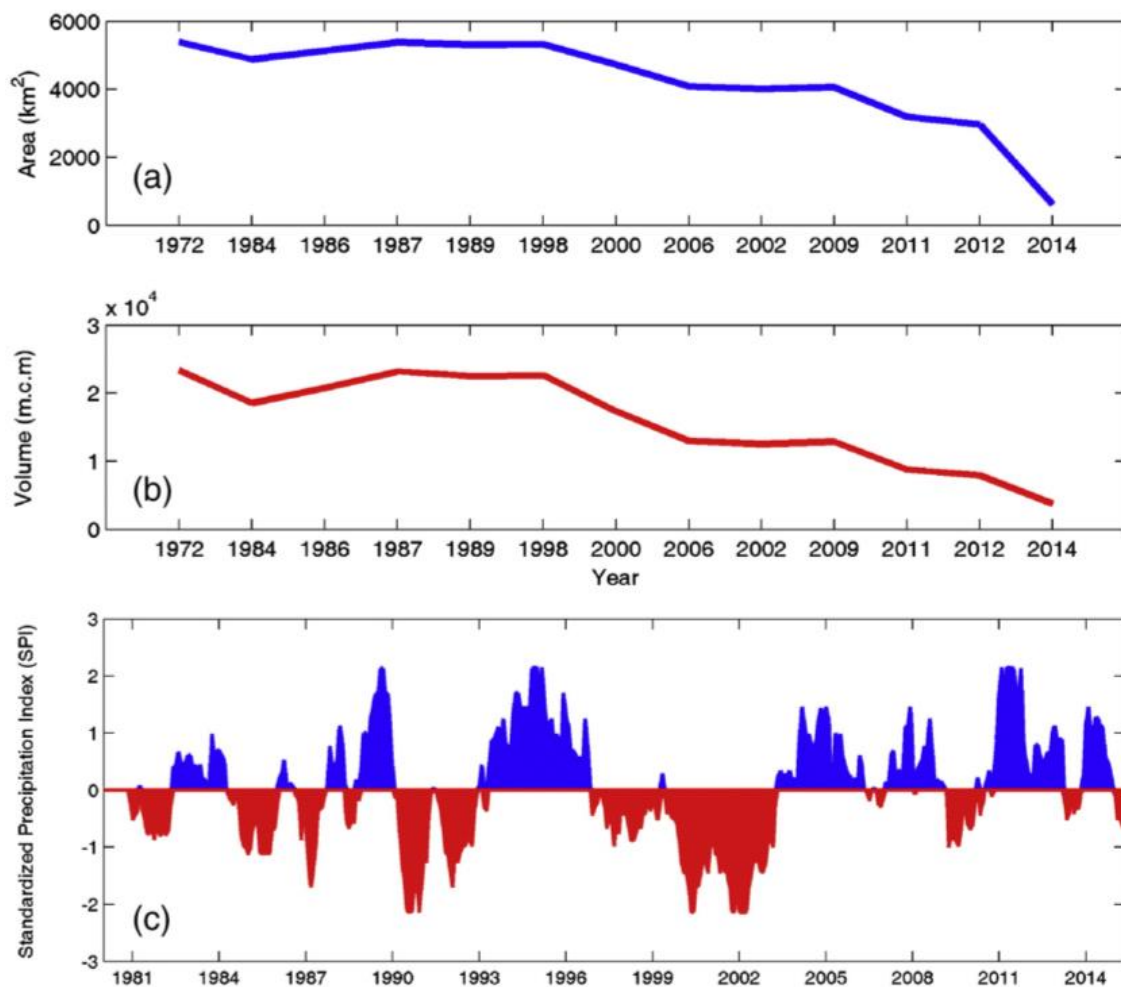
Příloha 6: Procentuální zastoupení pylu vybraných taxonů, sedimentární jádro 63J. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ pro sedimentární jádro 63J jsou spojeny plnou čarou. Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ pro sedimentární jádro 70B jsou spojeny tečkovanou čarou. Horizontální čárkované čáry znázorňují propojený segment izotopových záznamů mezi 63J a 70B. Podle *van Zeist – Bottema 1977*.



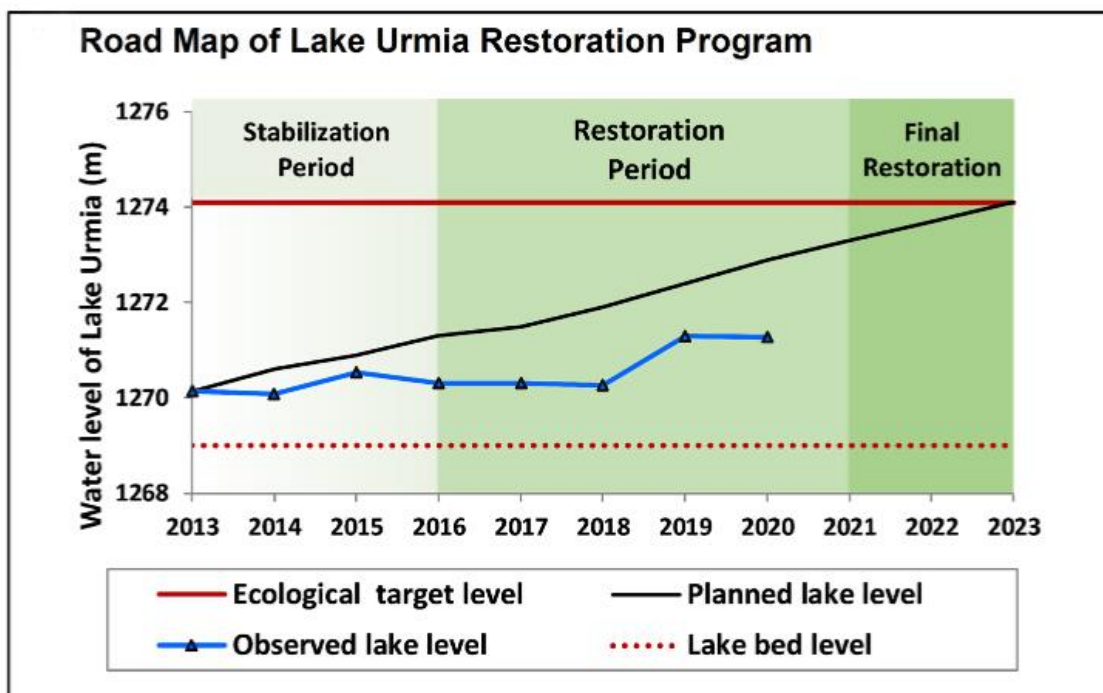
Příloha 7: Oblast povodí urmijského jezera. Trojúhelníky lokalizují celkem 59 přehrad v provozu. Podle *Sharifi et al. 2018*.



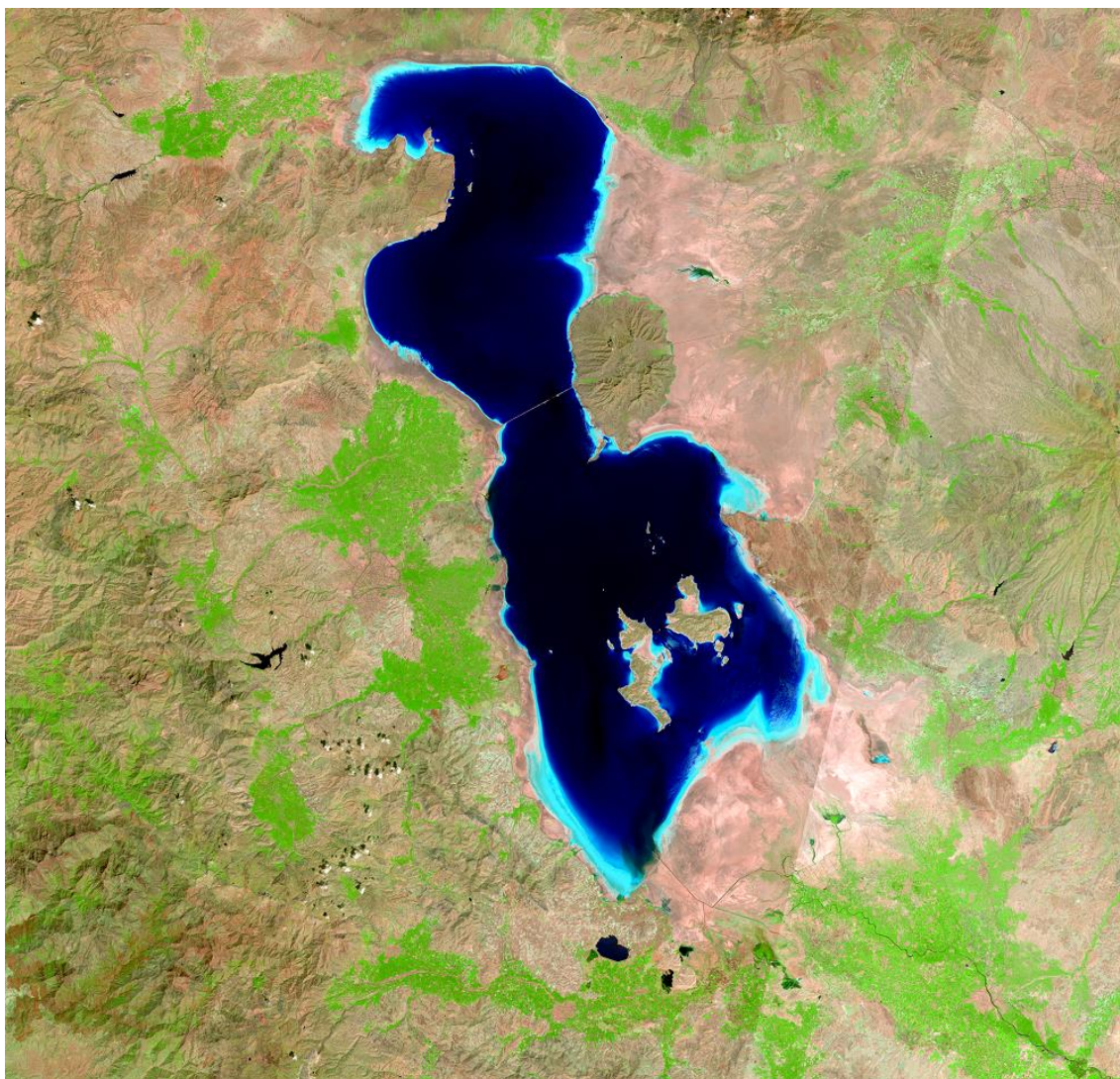
Příloha 8: Satelitní snímky (Landsat) urmijského jezera od října r. 1972 do srpna r. 2014. Podle *United States Geological Survey (USGS)*.



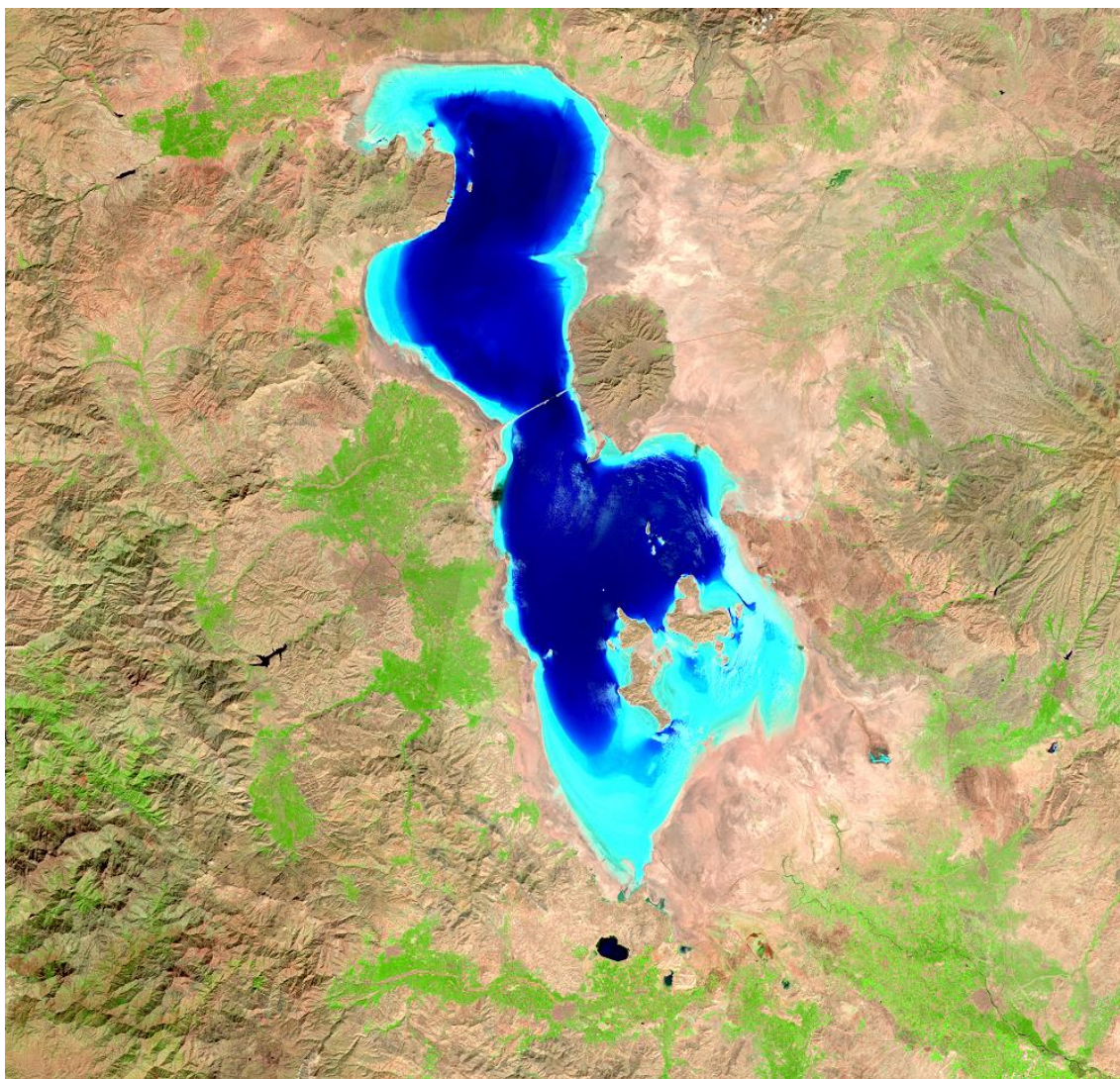
Příloha 9: a) vodní plocha jezera Urmia v km^2 , b) objem vody udávaný v miliardách m^3 – 10^{10} – svrchní hodnota dosahovala takřka 30 mld. m^3 , spodní pouze 0,5 mld. m^3 , c) podmínky meteorologického sucha v urmijském povodí na základě standardizovaného srážkového indexu (SPI) v uplynulých dekáдах. Podle *AghaKouchak et al. 2014*.



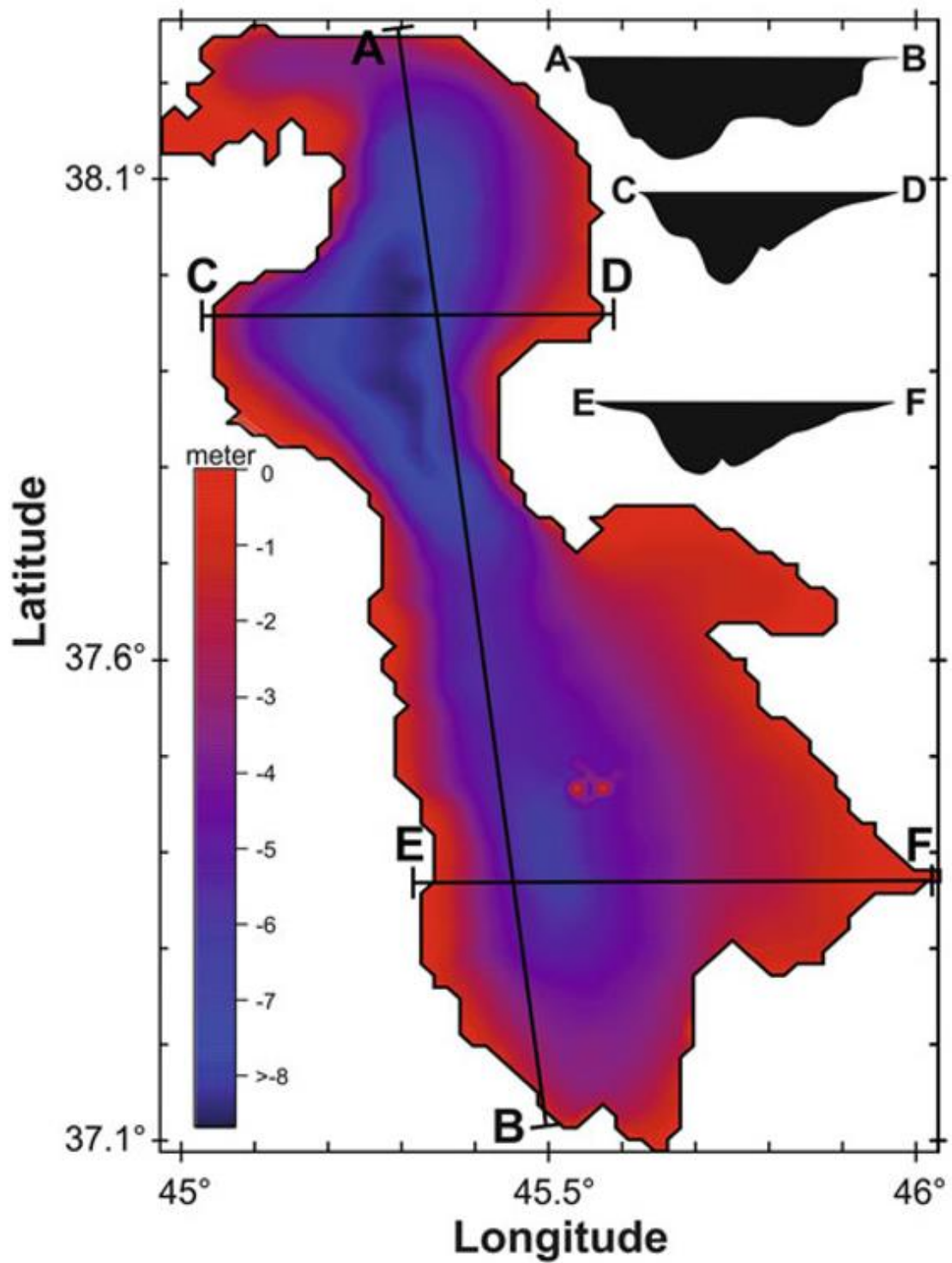
Příloha 10: Porovnání plánovaného a aktuálně pozorovaného výsledku Programu na obnovu jezera Urmia (ULRP). Podle *ULRP 2017*.



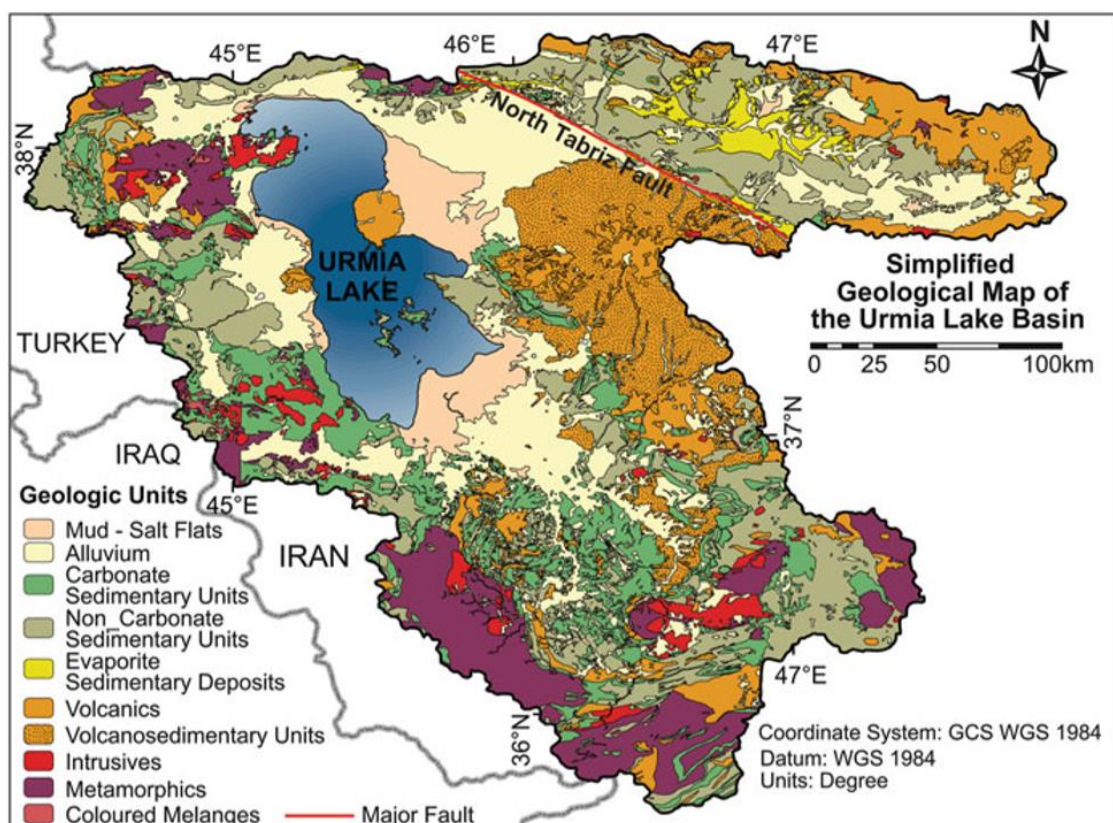
Příloha 11: Satelitní snímek (Landsat 8) urmijského jezera ze září r. 2019. Podle *United States Geological Survey (USGS)*.



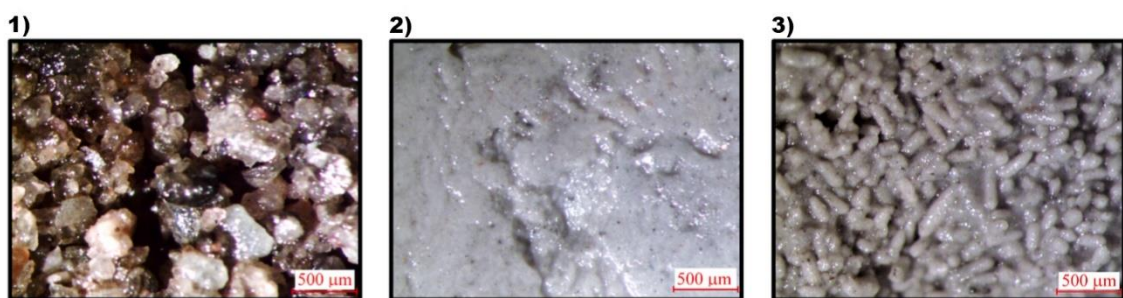
Příloha 12: Satelitní snímek (Landsat 8) urmijského jezera z října r. 2021. Podle *United States Geological Survey (USGS)*.



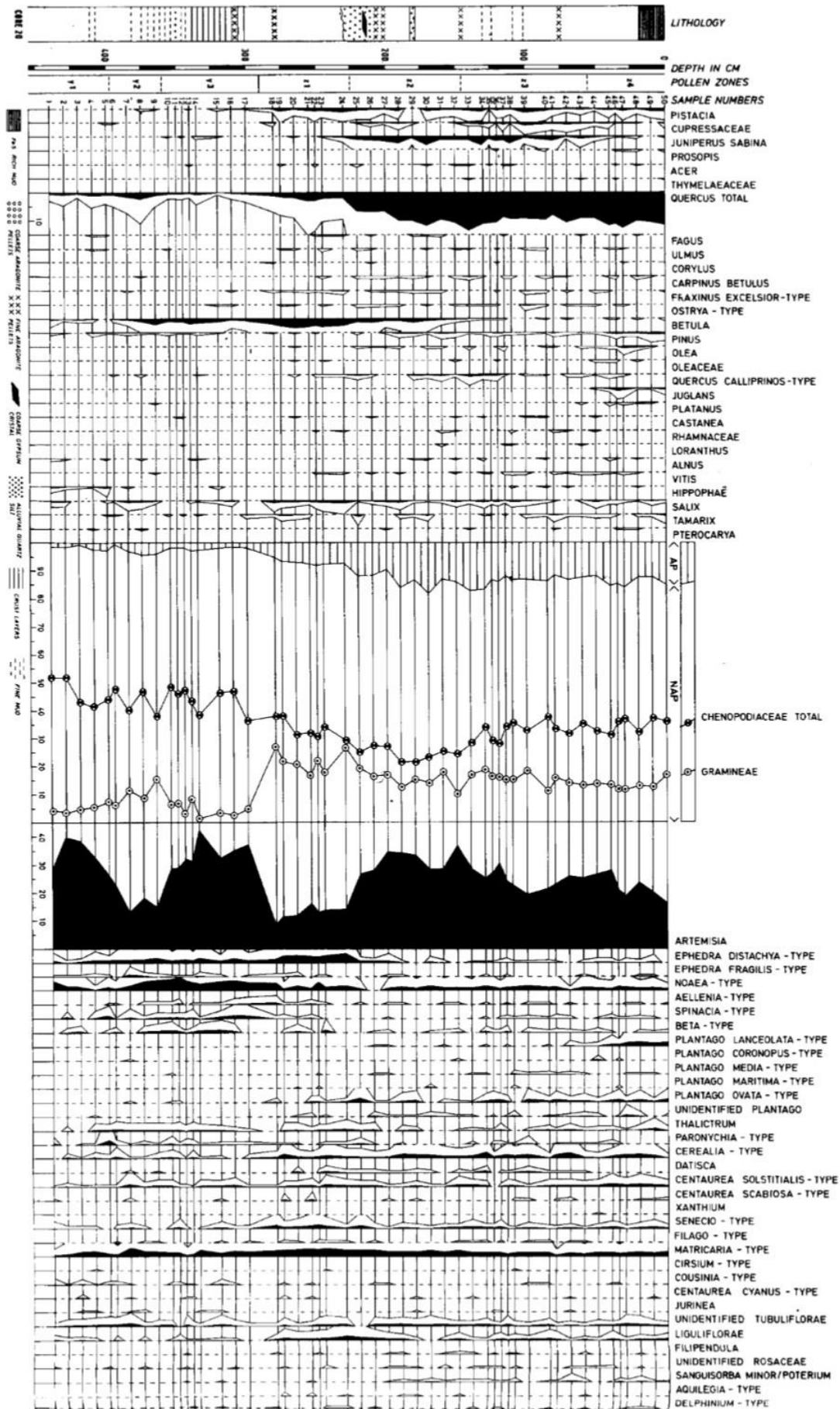
Příloha 13: Batymetrie urmijského jezera. Hloubka je pod úrovní 1275 m n. m. (0 = 1275 m n. m.). Hloubkové profily jsou pouze schematické. Podle *Sharifi et al. 2018*.



Příloha 14: Zjednodušená geologická mapa oblasti povodí urmijského jezera. Horniny s podobnou litologií jsou spojeny v jeden celek bez ohledu na jejich geologické stáří. Podle *Sharifi et al. 2018*.



Příloha 15: Mikrofotografie z optického mikroskopu pořízené ze vzorku sedimentárního jádra Golman 7, francouzsko-iránský projekt (2016–2017). 1) Písek v hloubce 12,49 m; 2) jemnozrný silt, sediment bohatý na uhličitany – v hloubce 10,66 m; 3) sediment sestávající z fekálních peloidů – v hloubce 3,62 m. Podle *Tudryn et al. 2021*.



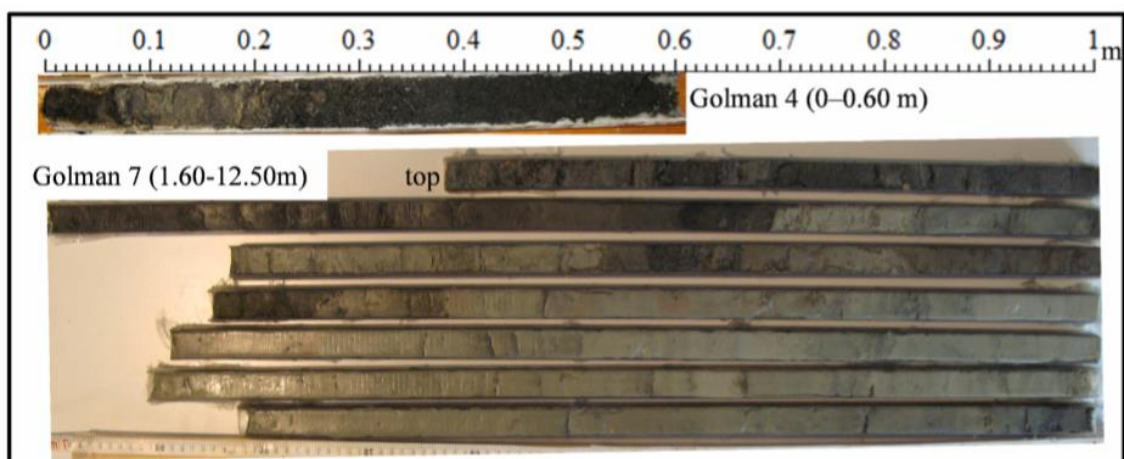
Příloha 16: Pylový diagram urmijského jezera se schematicky vyobrazenou litologií vrtného jádra č. 20. Podle *Bottema 1986*.

	Site name	comment on sampling	latitude	longitude	altitude	pH	temp.	conduct.
					m asl ±1 m		°C	mS.cm ⁻¹
river	BARDESLOOR	above dam, near Silvana City, September 2017	37°26'14.592"	44°49'26.92"	1606	8.38	13.8	0.299
SHAHR CHAI	SHAH 1	Urmia City, May 2016	37°31'35.24"	45°02'50.53"	1354	8.41	14.2	0.249
	SHAH 2	between Urmia City and the river outlet, May 2016	37°33'16.93"	45°16'12.26"	1276	7.83	16.9	3.40
well	SALEH ABAD	in "Amir's garden", September 2017	37°31'16.626"	45°10'52.812"	1294	7.28	14.2	0.884
	KESH 1	Kesh Tiban, September 2017	37°32'28.788"	45°14'07.224"	1281	8.13	19.9	0.575
coring well	GOLMAN 0	close to GOLMAN coring site, May 2016	37°35'15.44"	45°15'19.70"	1278	7.35	15.3	1.18
	HAJILAR 1	1st after sampling SHAH 2, May 2016	37°33'22.00"	45°16'17.51"	1277	6.29	15.4	3.12
	HAJILAR 2a	Double well - large well, May 2016	37°33'09.07"	45°16'08.95"	1276	6.12	15.1	12.22
	HAJILAR 2 b	Double well - small well, May 2016	37°33'09.07"	45°16'08.95"	1276	6.63	16.2	12.39
	GOLMAN 1	9 m deep, May 2016	37°35'35.86"	45°16'26.77"	1270	6.84	29.6	222.0
	GOLMAN 1	9 m deep, September 2017	37°35'35.86"	45°16'26.77"	1270	6.05	30.1	227.0
	GOLMAN 2	14 m deep, May 2016	37°35'35.09"	45°16'28.60"	1270	5.80	29.2	219.0
	GOLMAN 2	14 m deep, September 2017	37°35'35.09"	45°16'28.60"	1270	5.80	31.8	217.0
	GOLMAN 5	5.25 m deep, September 2017	37°35'33.4"	45°16'27.6"	1270	6.04	26.6	222.0
	GOLMAN 3	14.2 m deep, pressurized water, May 2016	37°35'33.09"	45°16'31.20"	1270	6.48	25.0	141.1
	GOLMAN 3	14.2 m deep, inside coring tubing, May 2016	37°35'33.09"	45°16'31.20"	1270	6.35	20.2	147.1
	GOLMAN 3	14.2 m deep, inside coring tubing, September 2017	37°35'33.09"	45°16'31.20"	1270	6.24	18.9	142.0
	GOLMAN 3	14.2 m deep, outside tubing, May 2016	37°35'33.09"	45°16'31.20"	1270	6.61	27.5	158.8
	GOLMAN 3	14.2 m deep, outside tubing, September 2017	37°35'33.09"	45°16'31.20"	1270	6.29	19.1	140.0
lake	GOLMAN 4	0.6 m deep	37°35'37.31"	45°16'38.38"	1270			
	GOLMAN 6	8 m deep	37°35'28.854"	45°16'33.834"	1270			
lake	GOLMAN 7	12.5 m deep, pressurized water	37°35'28.746"	45°16'33.75"	1270			
	GOLMAN 1	near coring GOLMAN 4, May 2016	37°35'37.31"	45°16'38.38"	1270	8.02	21.3	207.0
tap water	Dam-bridge1	N side of the causeway, May 2016	37°46'31.62"	45°19'47.04"	1270	7.53	27.9	190.2
	Urmia city	May 2016						0.323

Příloha 17: Zeměpisné souřadnice odběrových míst vzorků vody a sedimentů. Výsledky in situ měření pH, teploty a elektrické vodivosti vody. Měření stavu povrchové vody, podzemní vody ze studní a z jádrových vrtů byla provedena v květnu 2016 a v září 2017. Podle *Tudryn et al. 2021*.



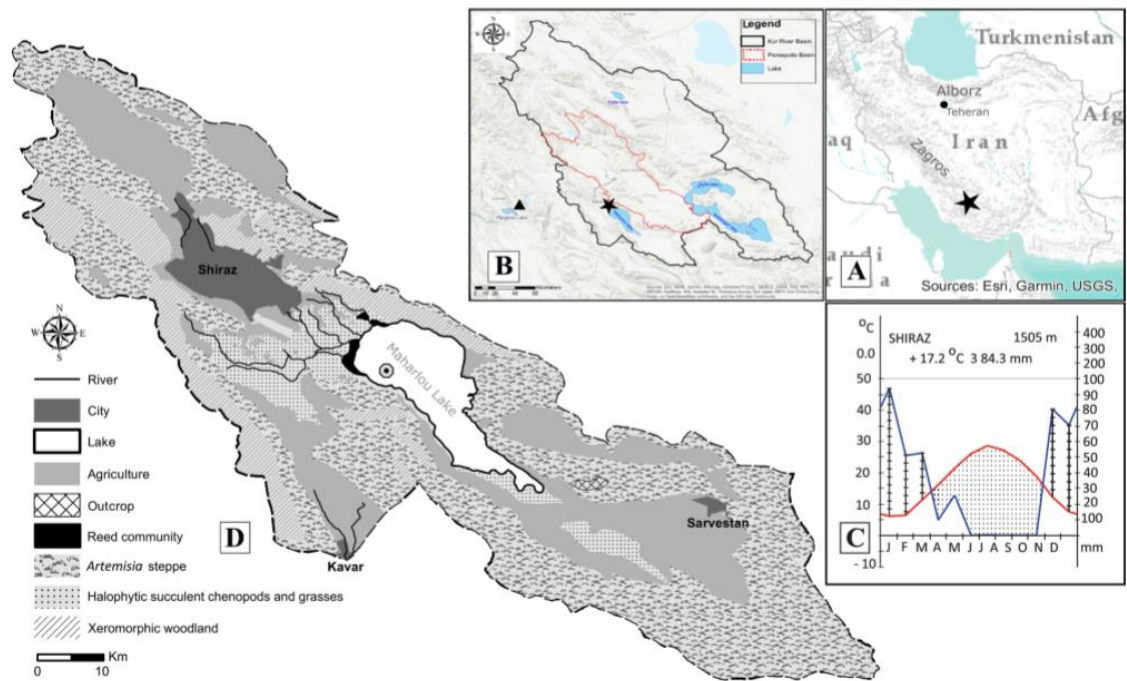
Příloha 18: Lokalizace jádrových vrtů. Červený kruh – Jádrové vrty Golman jsou označeny pod písmenem G a čísly od 1 do 7. Žluté kruhy a čárkovaná čára – umístění odběru vzorků povrchových a podzemních vod. Vytvořeno prostřednictvím Google Earth (zeměpisné souřadnice jsou uvedeny v Příloze 17). Podle *Tudryn et al. 2021*.



Příloha 19: Sedimentární jádra Golman 4 a Golman 7 odebraná z vyschlé části jezera Urmia. Podle *Tudryn et al. 2021*.

Core	Sample	Depth(m)	Analyze Nr	Nature	¹⁴ C Age (yr BP)	σ (yr)	Cal ¹⁴ C Age (cal yr BP) (*)	σ (yr)	δ ¹³ C (‰ PDB)
G6	G6-4.40	4.40	I2553/B2304	OM	17561	76	21 200	210	-24.20
G7	G7-S2 2.80	2.80	I2218/B2097	Charcoal	4734	22	5520	100	-26.50/-13.50
	G7-S3 4.05	4.05	I2525/B2297	OM	15 088	66	18 340	190	-25.30
	G7-S8 12.46	12.46	I2524/B2301	Charcoal	25 591	96	29 700	360	-24.60
G5	G5 2.34	2.34	I2141/B2087	Charcoal	4343	25	4900	60	-14.50
	G5 3.66	2.66	I2142/B2088	Charcoal	4394	22	4950	65	-25.50

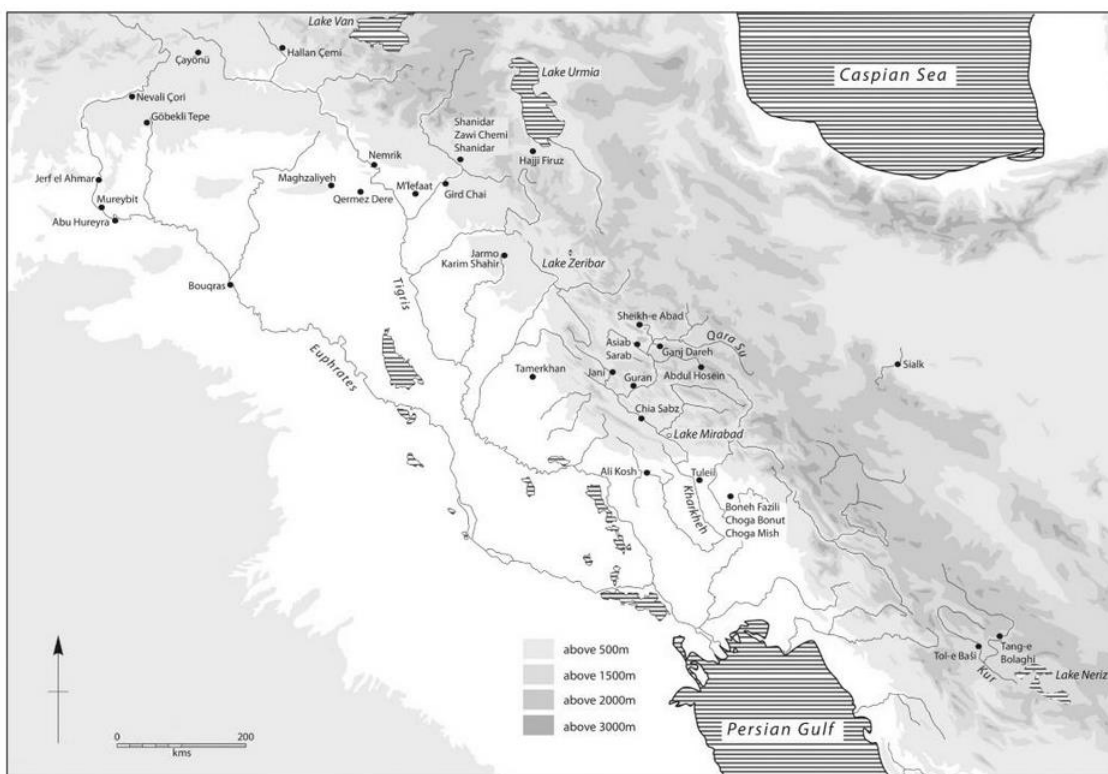
Příloha 20: ¹⁴C AMS a δ¹³C data jader Golman 6 (G6), Golman 7 (G7) a Golman 5 (G5). Podle *Tudryn et al. 2021*. * Kalibrační křivka IntCal13 a kalibrační set MARINE13 (0–50000 cal. BP). Podle *Reimer et al. 2013*.



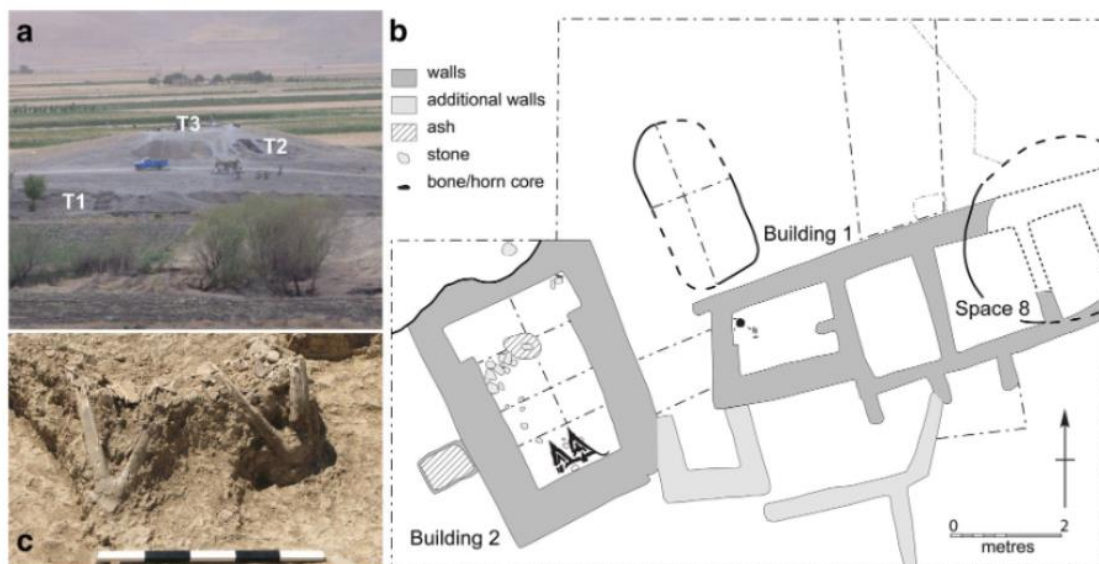
Příloha 21: A) Poloha jezera Maharlou v jižní části Íránu (černá hvězda). B) Mapa povodí řeky Kur (černá linie) a persepolské náhorní plošiny (červená linie). Černá hvězda – jezero Maharlou; černý trojúhelník – jezero Parishan. C) Klimatický diagram města Šíráz. D) Oblast povodí jezera Maharlou zahrnující užívání zemědělské půdy a hlavní rostlinná společenstva (fytocenózu). Podle *Saeidi Ghavi Andam et al. 2021*.



Příloha 22: Mapa západního Íránu a Mezopotámie znázorňující reliéfní rozdíly. Západní Írán je z velké části hornatý (s výjimkou centrálního a jižního Chúzistánu), zatímco Mezopotámii lze charakterizovat jako aluviální nížinu. Podle *Hole 2011*.



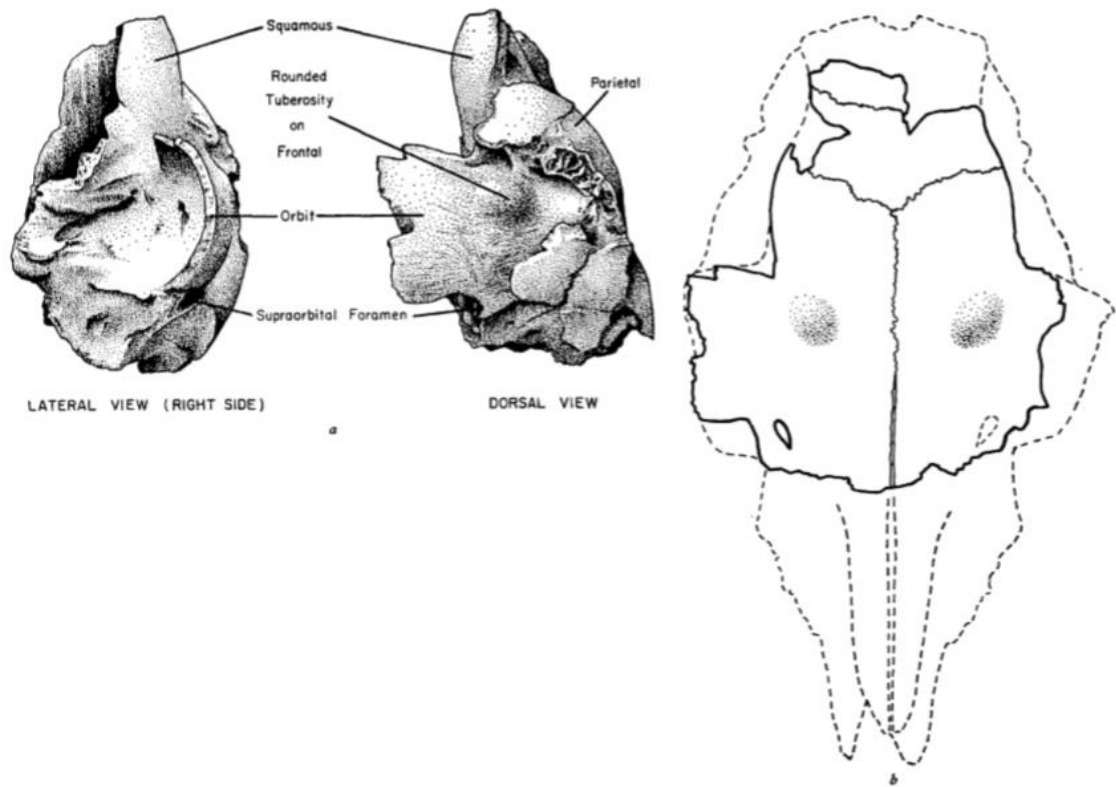
Příloha 23: Mapa epipaleolitických a neolitických lokalit východního křídla Úrodného púlměšice. Podle *Matthews et al. 2013*.



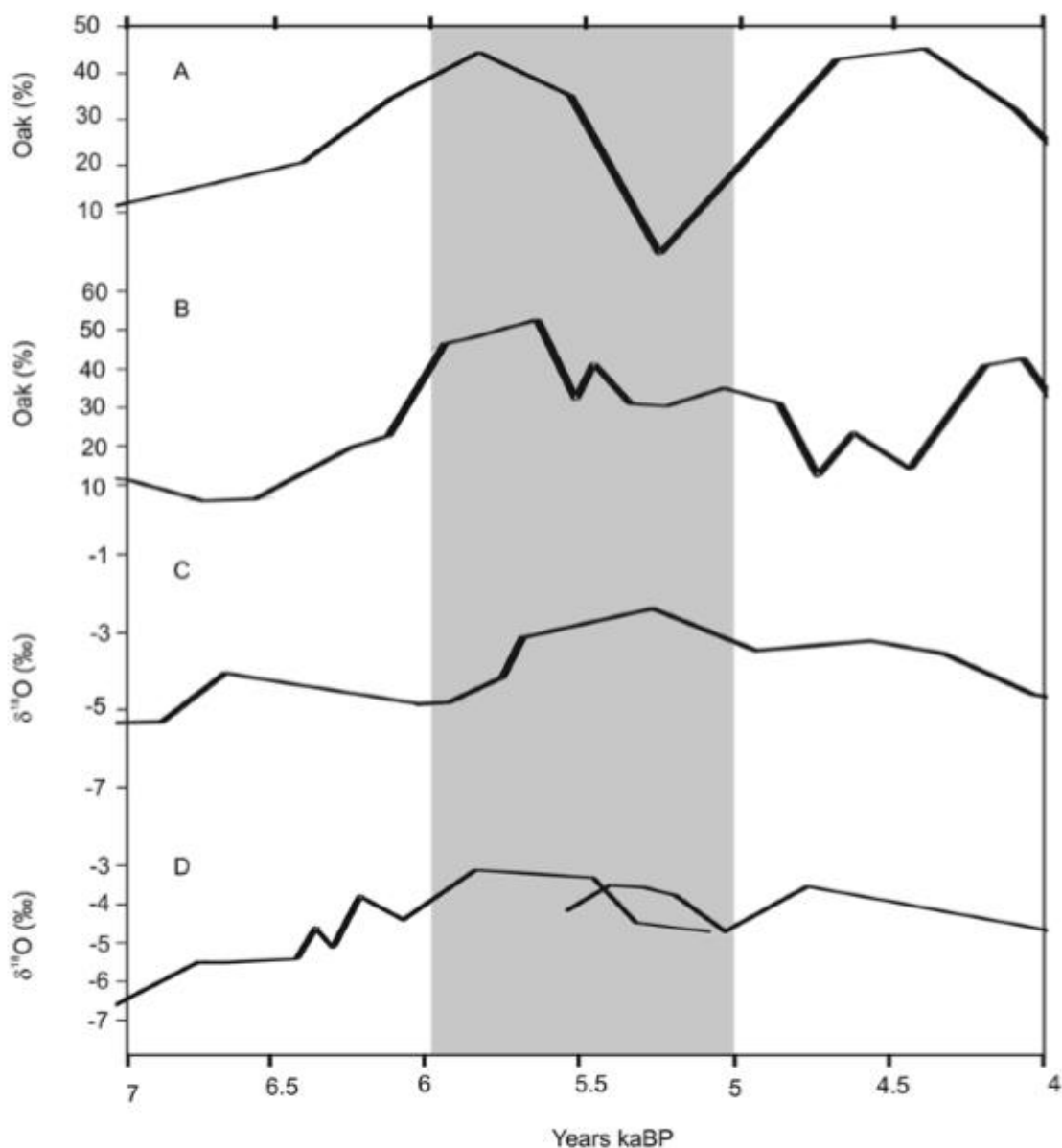
Příloha 24: a) Sheikh-e Abad. Sonda č. 1, 2 a 3 – pohled z dálky; b) plán budov 1 a 2, sonda č. 3; c) lebky divokých forem kozy/ovce z budovy 2 in situ, sonda č. 3. Podle *Whitlam et al. 2018*.



Příloha 25: Ali Kosh, pohled z dronu na lokalitu. Podle *Darabi et al. 2018*.



Příloha 26: Lebka bezrohé ovce z fáze Bus Mordeh, Ali Kosh; a) kresebná dokumentace fragmentu lebky; b) rekonstrukce lebky (souvislá čára); překrývající obrys představuje lebku domestikované ovce (čárkovaná čára). Podle *Hole – Flannery 1968*.



Příloha 27: Detailní proxy data se zaměřením na 4. tisíciletí př. n. l.; A a B vykazují procentuální zastoupení dubového pylu pro lokality Mirabad (A) a Zeribar (B) (Podle *van Zeist – Bottema 1977*). C a D vykazují hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ platné pro tytéž lokality (Podle *Stevens et al. 2006*). 4. tisíciletí př. n. l. je zvýrazněné; u procentuálního zastoupení dubového pylu je patrný výrazný pokles vlivem klimatické události 5,2 ka BP, který souvisí s vysycháním jezer a s nejvyššími naměřenými hodnotami ^{18}O – značícími regionální sucho. Podle *Jones et al. 2013*.