دکتر داریوش مهرشاهی
گروه جغرافیای دانشگاه یزد
شمارهٔ مقاله: ۵۳۱

تشخیص تغییرات اقلیمی اواخر دوران چهارم در ایران از طریق اطلاعات حاصل از مطالعهٔ دریاچه‌ها: یافته‌ها و نظریات جدید و پیچیدگی‌های تفسیر شواهد موجود

D. Mehrshahi, Ph.D
Yazd University

Interpretation of Quaternary Paleoenvironmental Conditions Within the Iranian Plateau Through Findings from Studying Lakes

There is a complication in the interpretation of Quaternary paleoenvironmental conditions within the Iranian Plateau due to its geographical situation between the area dominated by high-pressure system of Arabia. The monsoon rainfall regions of South Asia, and the winter rainfall area of Eastern Mediterranean region. Furthermore, the paleoenvironmental reconstruction of Iran during Quaternary, the impact of Siberian highpressure system and the effects of topographical characteristics have to bear in mind.

The lakes and playas of Iran, which have been developed within structurally - tectonically - controlled basins, have considerable evidence of climatical changes. Such evidence can be seen from the highest to the lowest parts of the basins. For the studying of Quaternary paleoenvironmental conditions of this region, a wide range of data and information have been used by scientists with different disciplinary methods. Without considering the nature and specific conditions of individual basins, their interpretations can lead to misunderstanding of the paleoenvironmental trend in the area. The aim of this paper is to summarize and evaluate the findings from some of the lakes, mostly in the marginal parts of Iran, and to introduce a new scenario on climatical changes within the Iranian plateau.

خلاصه

فلات ایران در طول دوران چهارم زمین شناسی (دو میلیون سال اخیر) به دلیل قرار گرفتن در بین نواحی آب و هوایی مختلف از قبیل: بیابان‌های تحت کنترل پرفشار جنب حاره (عربستان)، ناحیهٔ تحت تسلط بادهای موسمی (هند و پاکستان)، و ناحیهٔ شرق مدیترانه با

بـارش‌های زمستانی، دارای شـرایـط خـاصی است کـه تـفسیر آثـار و شـواهـد نـاشی از آن، پیچیدگی‌هایی دارد. این پیچیدگی‌ها وقتی بیشتر می‌شود که اثر توده هوای پرفشار سیبری از یک سو، و ویژگی‌های توپوگرافیک و هیدرولوژیک محلی نیز بر آن اضافه گردد.

کویرها و دریاچه‌های فلات ایران که با توجه به ساختمان زمین شناسی و تکتونیک و یا به علت پیدایش چاله‌های ناشی از عملکرد فرایندهای ژئومورفولوژیک (فرسایش آبی و بادی و حرکات دامنه ای) تکوین یافته‌اند، دربردارندهٔ آثار و شواهدی از تغییرات اقلیمی می‌باشند. این شواهد از پست‌ترین قسمت این چاله‌ها تا بلندترین نواحی آن‌ها ممکن است مشاهده شوند. در مطالعه شرایط کواترنر ایران از داده‌ها و اطلاعاتی کمک گرفته شده است که تفسیر آن‌ها بدون توجه به ویژگی‌های این اطلاعات و موقعیت‌های خـاص هـریک از ایـن دریـاچه‌ها مـی‌توانـد موجب رسیدن به نتایجی گردد که نتوان این نتایج را به سایر نقاط ایران تعمیم داد. هدف از این مقاله گردآوری خلاصه‌ای از یافته‌های نسبتاً جدید در مورد دریاچه‌های ایران از دیدگاه شرایط کواترنر و تشریح نقاط قوت و ضعف تفسیرهای موجود و در نهایت معرفی نظریه‌ای تازه در این زمینه می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: اقلیم شناسی کواترنر ـ تغییرات اقلیمی ـ دریاچه‌های ایران ـ حوضه‌های بستهٔ رسوبی ـ چاله‌های تکتونیک ـ ایران

تقدیم به معلمین گرامی‌ام در زمینهٔ جغرافیای طبیعی:

دکتر محمد حسن گنجی، دکتر احمد شمیرانی، دکتر فرج الله محمودی و دکتر جمشید جداری عیوضی

مقدمه

قسمتی از جنوب غرب آسیا، از جمله عربستان، سرزمین فلسطین، اسرائـیل و تـرکیه، از لحاظ روند تغییرات اقلیمی مورد مطالعات و پژوهش‌های فراوان و همه جانبه محیط شـناسی قرار گرفته‌اند، در حالی که این گونه تحقیقات، به ویژه بر روی روند آب و هوایی دوره کواترنر سرزمین ایران بسیار محدود و ناقص بوده است. به عنوان مثال، در سه دههٔ پایانی قرن بیستم، صدها پژوهش و مقاله در مورد شرایط اقلیمی کواترنر کشورهای ترکیه و اسرائیل تهیه و چاپ شده است، در حالی که تعداد مطالعات جدی در این زمینه در بارهٔ ایران حتی به بیست مورد هم نمی‌رسد.

استاد ارجمند، آقای دکتر محمدحسن گنجی در مقاله‌ای در سال ۱۹۷۸ میلادی به تفصیل روند تغییرات آب و هوایی ایران را بر مبنای مطالعات انجام شده تا آن زمان جمع‌بندی نموده است (گنجی، ۱۹۷۸). با توجه به این که از آن زمان تاکنون مطالعاتی هرچند کم تعداد ولی با اهمیت در کشور انجام شده و علاوه بر این دانسته‌های ما از کشورهای مجاور نیز افزایش یافته است، ضروری به نظر می‌رسد که اطلاعات موجود قدیم (قبل از ۱۹۷۸) و جدیدتر را بار دیگر مرور کنیم تا شاید به نتایج و جمع‌بندی تازه‌ای دست یابیم.

دریاچه‌ها و پلایاهای ایران (شامل کویرها، دق‌ها و دریاچه‌های شور فصلی) در چاله‌های پست دشت‌های مرکزی و شرقی کشور و همچنین در حوضه‌های میانکوهی، ازجمله رشته کوه‌های زاگرس، پدید آمده‌اند. مهم‌ترین عوامل مؤثر در شکل‌سازی و روند رسوب‌گذاری دریاچه‌ها و پلایاهای ایران عبارتند از: لیتولوژی، ساختار تکتونیکی، ناهمواری[1]، شکل سیستم زهکشی و رژیم اقلیمی موجود در منطقه (کرینسلی، ۱۹۷۰؛ محمودی، ۱۳۶۷).

آثار تغییرات اقلیمی به دست آمده از این چاله‌های رسوبی و محیط‌های اطراف آن‌ها شامل شواهد ریخت‌شناسی[2] و رسوب‌شناسی[3] می‌شوند. شواهد ریخت‌شناسی مورد نظر از جمله پادگانه‌های ساحلی، خطوط ساحلی، تلماسه‌های بادی، کوهریگ‌های فعال و غیرفعال (قدیمی) و مخروط‌افکنه‌ها می‌باشند، در حالی که مواد رسوبی از نظر ویژگی‌های شیمیایی، فیزیکی و زیستی (فسیل‌های جانداران و گرده‌های گیاهی) مطالعه می‌گردند.

در این نوشتار یافته‌ها و نتایجی که پژوهشگران مختلف از بررسی شرایط کواترنر در دریاچه‌های ارومیه، زریوار، سیستان، قم، و کاسپی (خزر) به دست آورده‌اند، خلاصه، جمع‌بندی، و تجزیه و تحلیلِ هر چند مختصر، شده‌اند.

نظریات پیشین دربارهٔ تغییرات اقلیمی کواترنر ایران

شواهد تغییرات آب و هوایی کواترنر ایران شاید نخستین بار توسط بلانفورد (۱۸۷۳) زمین شناس انگلیسی در قرن نوزدهم میلادی مورد توجه قرار گرفته شده باشد. بلانفورد با تأکید بر پراکندگی وسیع رسوباتی که به نظر او و بنا بر دانسته‌های آن زمان، غالبا منشأ دریایی و

---

1. relief
2. geomorphology
3. sedimentology

دریاچه‌ای داشتند، نواحی مرکزی فلات ایران را در طی دورهٔ پلائیستوسن[1] عرصه پهنه‌های آبی بسیار گسترده و حتی یکپارچه تصور نموده بود که از اواسط این دوره به تدریج رو به خشک شدن نهادند (بلانفورد، ۱۸۷۳). جوّ علمی بررسی‌های کواترنر در اواخر قرن نوزدهم و اوایل قرن بیستم تحت سلطهٔ نظریه‌ای تازه بود که به دوره‌های بارانی معروف شده بود (گیلبرت، ۱۸۹۰؛ هانتینگتون، ۱۹۰۵). برمبنای این نظریه، در نواحی نیمه خشک ایالات متحد آمریکا، اقلیم مرطوب‌تر (با بارش بیشتر) مترادف بوده است با عصرهای یخچالی در عرض‌های بالا؛ و شرایط خشک‌تر همزمان بوده است با عصرهای گرم بین یخچالی (لو و واکر، ۱۹۹۷). در نتیجهٔ تسلط این نظریه در آن زمان، سعی می‌شده تا شواهد یافته شده در سایر بیابان‌های جهان را نیز در قالب همین پارادایم تفسیر نمایند. به عنوان مثال، به دنبال کشف پادگانه‌های ساحلی در حاشیهٔ خشک دریاچهٔ سیستان، هانتینگتون (۱۹۰۵) جغرافی‌دان آمریکایی نتیجه گرفت که حدود پانزده دورهٔ مرطوب‌تر سیلابی که با افزایش چشمگیر سطح آب توأم بوده در مراحل سردتر پلائیستوسن روی داده است.

نخستین نظریهٔ مخالفِ همزمانی دوره‌های بارانی با عصرهای یخچالی در ایران توسط بوبک (۱۹۶۳، ۱۹۵۹) مطرح گردید که بعدها پژوهش‌های دیگر به وسیلهٔ ون زایست و رایت (۱۹۶۳)، ون زایست و بوتما (۱۹۷۷)، رایت (۱۹۸۰)، بوتما (۱۹۸۶) و کلتز و شهرابی (۱۹۸۶) تا حدود زیادی، و لااقل برای غرب و شمال‌غرب ایران، آن را مورد تأیید قرار داد. بنابراین نظرگاه، آب و هوای ایران در اواخر پلائیستوسن به مراتب سردتر و در ضمن تا حدی کم‌بارش‌تر از عصر مابعد یخچالی بوده است؛ با این احتمال که موازنهٔ رطوبتی مثبتی به دلیل کاهش چشمگیر تبخیر و تعرق وجود داشته است (کرینسلی، ۱۹۷۲، ۱۹۷۰).

یافته‌های حاصل از مطالعهٔ برخی دریاچه‌های ایران پس از سال ۱۳۵۶ (۱۹۷۸ شمسی)

الف. دریاچهٔ ارومیه

دریاچهٔ ارومیه حوضه‌ای بسته با آبی بسیار شور است (شوری نزدیک به ۳۰ درصد) که مابین استان‌های آذربایجان غربی و شرقی قرار دارد. این دریاچه پس از بحرالمیت (اردن) شورترین دریاچهٔ جهان است و در ردیف دریاچه‌های تکتونیکی قرار دارد که بر اثر فشارهای

---

1. Pleristocene

درونی و حرکات پوستهٔزمین پدید آمده است (خاماچی، ۱۳۶۷). مساحت آن بین حدود ۴۵۰۰ تا ۶۰۰۰ کیلومتر مربع، در فصول مختلف، وعمق آن به طور میانگین از ۶ تا حداکثر ۱۵ متر، متغیر می‌باشد (خاماچی، ۱۳۶۷). دریاچه ارومیه، مرتفع‌ترین دریاچهٔ فلات ایران است که در ارتفاع حدود ۱۲۷۵ متر از سطح دریای آزاد قرار گرفته است (خاماچی، ۱۳۶۷).

شواهد سطوح بالاتر آب که احتمالاً مربوط به عصر یخچالی وورم[1] می‌باشند، بدون آنکه سن مطلقی برای آن‌ها ارایه گردد، به دست آمده است (پدرامی، ۱۹۸۲؛ کلتز و شهرابی، ۱۹۸۶؛ عیوضی، ۱۳۷۲؛ محمودی، ۱۳۶۷). لااقل اثر دو ساحل قدیمی مربوط به وورم، در ارتفاع ۶۵-۶۰ و ۳۰ متر بالاتر از سطح امروزی آب شناخته شده است (عیوضی، ۱۳۷۲). سن گذاری رادیوکربن رسوبات کف دریاچه (تا چهار متر ضخامت) نشان داده است که پیش از ۹۰۰۰ سال قبل، شرایط پلایایی با آب و هوایی سرد در این ناحیه حکمفرما بوده است و از حدود ۹۰۰۰ سال تا ۷۵۰۰ سال پیش رخساره‌های آبی نشانهٔ افزایش انرژی در محیط دریاچه‌ای شور ته نشین می‌شده است (کلتز و شهرابی، ۱۹۸۶).

شواهد رسوب شناسی دریاچهٔ ارومیه نشان می‌دهد که دوره‌ای از پسروی و کاهش آب در اوایل هولوسن و یا قبل هولوسن به ظهور رسیده است و این لایه‌ها و نیز مجراهای آبی، بعدها در طول هولوسن، پس از بالا آمدن سطح آب در زیر رسوبات جدیدتر مدفون شده‌اند (کلتز و شهرابی، ۱۹۸۶). این گونه شواهد حاکی از روند رو به مرطوب‌تر شدن در اثنای هولوسن (یا دست‌کم در بخشی از آن) نسبت به عصر سرد وورم می‌باشند.

ب. دریاچه زریوار (کردستان)

اگرچه بررسی دیرینه شناسی کواترنر پایانی در رسوبات این دریاچه در اوایل دههٔ ۱۹۶۰ میلادی صورت پذیرفت، لیکن تجزیه و تحلیل و تفسیر داده‌های به دست آمده تا دههٔ ۱۹۸۰ نیز ادامه یافت (هاچیینسون و کاوگیل، ۱۹۶۳؛ ون زایست و رایت، ۱۹۶۳؛ ون زایست و بوتما، ۱۹۷۷؛ رایت، ۱۹۸۰؛ پدرامی، ۱۹۸۲).

دریاچهٔ زریوار در مغرب شهر مریوان و در دره‌ای تکتونیکی به وجود آمده است. ارتفاع متوسط سطح آب آن نسبت به سطح دریای آزاد (خلیج فارس) حدود ۱۳۰۰ متر است. وسعت

---

1. Wurm

آن به طور متوسط تا ۱۵ کیلومتر مربع و عمق آن حداکثر به ۷/۷ متر می‌رسد (ایرانی، ۱۳۷۹).

مطالعهٔ ماکروفسیل‌های گیاهی در ۱۸ متر بالایی رسوبات این دریاچه نشان داده است که عمق آب در ۲۲۵۰۰ سال تا ۱۴۰۰۰ سال پیش بیشتر بوده است (واسیلی کوا، ۱۹۶۷)، در حالی که مطالعه گردهٔ گیاهان شرایطی خشک و سرد را در اثنای این مدت نشان می‌دهد (ون زایست و رایت، ۱۹۶۳؛ ون زایست، ۱۹۶۷؛ ون زایست و بوتما، ۱۹۷۷). به عقیدهٔ پژوهشگران، سطح بالاتر آب در آن زمان بیش از آن‌که مربوط به افزایش میزان بارش باشد به کاهش دما و در نتیجه تبخیر کمتر بستگی داشته است (رایت، ۱۹۷۶؛ رایت، ۱۹۸۰؛ رابرتز و رایت، ۱۹۹۳). خشکی و سرمای شدید اواخر پلائیستوسن به تدریج جای خود را به شرایط مرطوب‌تر و گرم‌تر در هولوسن بخشید که شاهد آن افزایش میزان گرده‌های درختان، به ویژه بلوط، در لایه‌های بالایی رسوبات می‌باشد (رابرتز و رایت، ۱۹۹۳).

پ. دریاچهٔ سیستان

دریاچهٔ سیستان که از چندین چاله در مرز ایران و افغانستان تشکیل شده است به‌طور میانگین در ارتفاع حدود ۴۸۰ متر از سطح آب دریای آزاد (خلیج فارس) قرار دارد (جعفری، ۱۳۶۳). در زمان حاضر، عمق آن به هنگام پرآبی و در عمیق‌ترین نقاط تا ۱۵ متر می‌رسد، اگرچه به دلیل شیب بسیار کم، عمق آب در بیشتر نقاط بیش از ۲ متر نمی‌باشد و در سال‌های بسیار کم بارش نیز به طور کامل می‌خشکد (سیستانی، ۱۳۶۸).

دریاچهٔ سیستان، امروزه در زمان پرآبی، چاله‌هایی را به وسعت ۴۰۰۰ کیلومتر مربع می‌پوشاند (افشار سیستانی، ۱۳۶۸)، در حالی که وسعت حوضهٔ آبریز آن به ۳۳۵۰۰۰ کیلومتر مربع‌رسد (اسمیت، ۱۹۷۴). شواهد ژئومورفولوژیک و رسوب شناسی در این دریاچه ثابت می‌کنند که زمانی، احتمالاً در اواسط پلائیستوسن، یک پهنهٔ آبی به وسعت ۶۵۰۰۰ کیلومتر مربع در این محل وجود داشته است (اسمیت، ۱۹۷۴). سواحل قدیمی مشخص در ۵ تا ۸ متر بالاتر از سطح کنونی دریاچه، نخستین بار توسط هانتینگتون (۱۹۰۵) گزارش شده است.

لایه‌های رسوبی افقی به ضخامت حدود ۲۵۰ متر عمدتاً از ذرات بسیار ریز سیلت و رس دریاچه‌ای تشکیل شده‌اند که توسط لایهٔ نازکی از رسوبات آبرفتی پوشیده شده‌اند. رسوبات دریاچه‌ای مذکور که احتمالاً به اوایل تا اواسط پلائیستوسن مربوط می‌شوند به میزان کافی قدیمی هستند که در برخی قسمت‌ها تا ۳۰۰ متر فرسایش را تحمل کرده باشند، اگرچه آثاری از

جابه‌جایی یا تغییر شکلی به دلیل حرکت گسل‌ها یا چین خوردگی در آن‌ها مشاهده نمی شود (اسمیت، ۱۹۷۴). با توجه به این که تناوب لایه‌های رسوبی قهوه‌ای (اکسید شده) و سبز رنگ در این رسوبات دریاچه‌ای وجود دارد، سطح آب در زمان رسوب‌گذاری تغییراتی منفی و مثبت داشته است. روند این تغییرات و افزایش لایه‌های قهوه‌ای مایل به قرمز در قسمت‌های بالایی مقاطع‌رسوبی و نیز موقعیت استقرار خطوط ساحلی جوان‌تر نشان می‌دهند که اهمیت مراحل مرطوب‌تر اواخر پلائیستوسن کمتر نسبت به دوره‌های پیش کمتر بوده است (اسمیت، ۱۹۷۴).

ت. دریاچهٔ قم

این دریاچه با وسعتی بیش از ۱۸۰۰ کیلومتر مربع در ارتفاع ۷۹۵ متر از سطح دریای آزاد (خلیج‌فارس) قرار گرفته است (جعفری، ۱۳۶۳). قسمت مرکزی این دریاچه از طریق مغزه‌برداری و لرزه‌نگاری مصنوعی مورد بررسی قرار گرفته است که نشان‌دهندهٔ وجود ۴۰۰ متر رسوبات مربوط به دورهٔ کواترنر و حتی احتمالاً پلیوسن می‌باشد (کرینسلی، ۱۹۷۰). بخش بالایی این رسوبات شامل تناوبی از لایه‌های نمک و رس به ضخامت ۷ متر است که به نظر بوبک لایه‌های نمک به مراحل مرطوب بین یخچالی و لایه‌های رسی، به مراحل سرد و خشک یخچالی مربوط می شوند (کرینسلی، ۱۹۷۰). در این جا باید خاطرنشان کرد که در رسوبات مشابهی از یک مغزه سن‌یابی شده از دریاچه شور سیرلس[1] در کالیفرنیا، رسوب‌گذاری لایه‌های رسی-سیلتی به مراحل پرآبی دوره‌های سرد بارانی، و لایه‌های تبخیری به مراحل گرم و خشک‌تر نسبت داده شده‌اند (فلینت و گیل، ۱۹۵۸). در مورد دریاچهٔ قم به دلیل مشابهت کامل لایه‌های تبخیری و هم شیبی لایه‌های رسی و تبخیری مذکور به نظر می‌رسد علی‌رغم نوسانات احتمالی شرایط اقلیمی در مرحلهٔ بعد از وورم (هولوسن) محیط رسوب‌گذاری به‌طور کلی می‌بایست یکنواخت بوده باشد (کرینسلی، ۱۹۷۰). با توجه به این امر، تناوب لایه‌های نمکی و رسی می‌تواند به نوسان متناوب سطح آب مربوط شود که در چنین حوضه‌های بسته و در نواحی خشک امری عادی به شمار می‌رود. به دلیل یافته شدن سنگریزه و شن‌های ساحلی تازه گرداگرد یک اینسلبرگ کوچک در بخش مرکزی پلایای قم به نظر می‌رسد که در اواخر هولوسن دریاچه‌ای در این محل وجود داشته است، اگرچه احتمال دارد به علت گودی بیشتر

1. Searles

قسمت مرکزی این دریاچه جنبهٔ موضعی یا محلی داشته باشد (بوبک، ۱۹۵۹).

اگرچه در نمونه‌های برداشت شده توسط هابر (۱۹۶۰، به نقل از کرینسلی، ۱۹۷۰) به دلیل فقدان مواد ارگانیک امکان سن گذاری وجود نداشته است ولی از یافته‌های موجود چنین برمی‌آید که شرایط مرطوب و خشک به تناوب در طول دورهٔ هولوسن روی داده است.

ث. دریاچهٔ کاسپین (خزر)

در سواحل دریاچه کاسپی، که وسعت آن در زمان حاضر بیش از ۴۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع است، شواهد مورفولوژیکی فراوانی دال بر نوسان‌های مهم سطح آب آن در کواترنر وجود دارد (عیوضی، ۱۳۷۲). پادگانه‌های ساحلی این دریاچه در ارتفاع بین ۳۵- تا ۲۰۰+ متر بالای سطح دریای آزاد یافت شده‌اند. به عقیده اهلرز (۱۹۷۱ به نقل از عیوضی، ۱۳۷۲) پادگانه‌های سواحل جنوبی این دریاچه که در ارتفاع پایین تر از ۴۵ متر از سطح دریای آزاد یافت می‌شوند، به انتهای وورم و دورهٔ مابعد یخچالی مربوط می‌شوند. در ضمن یک پادگانه نیز در ۷ الی ۸ متری زیر سطح امروزی آب قرار دارد (عیوضی،۱۳۷۲).

در مورد دریاچهٔ کاسپی باید به نکته‌های زیر و تفاوت‌های بارز آن نسبت به موارد پیشین (الف تا ت) توجه داشت:

نخست این که این دریاچه از لحاظ وسعت، عمق، حجم آب و گسترش حوضهٔ آبریز قابل مقایسه با دریاچه‌های دیگر ایران نیست، به ویژه با آن‌هایی که دارای حوضهٔ آبریز بسیار محدود می‌باشند. دریاچهٔ کاسپین، که به نام‌های خزر، مازندران، گیلان، قزوین و گرگان نیز نامیده شده، با طول حدود ۱۲۰۴ کیلومتر، عرض متوسط ۲۰۴ کیلومتر و مساحت حدود ۴۳۶۰۰۰ کیلومترمربع بزرگ ترین دریاچهٔ کره زمین است که حجم آب آن معادل ۷۷۰۰۰ کیلومتر مکعب و عمق متوسط آن ۱۸۰ متر است (درویش زاده، ۱۳۶۹و ۱۳۶۳).

دوم این که آب این دریاچه برخلاف اکثر دریاچه‌های داخلی فلات ایران نسبتاً شیرین است. متوسط میزان املاح محلول در آب دریاچه خزر حدود ۱۲ تا ۱۳ گرم در لیتر است در حالی که نمکهای محلول در آب اقیانوس ها، ۳۵ گرم در لیتر است (درویش زاده، ۱۳۶۹ و ۱۳۶۳). به عنوان مقایسه درصد شوری آب این دریاچه ۳/۱ درصد است در حالی‌که شوری آب دریاچه ارومیه به ۳۰ درصد می‌رسد. به دلیل همین ویژگی رسوب‌گذاری در کف این دریا با روند بسیار سریع‌تری نسبت به دریاچه‌های شور از جمله ارومیه و قم صورت می‌پذیرد.

سوم این که، با توجه به وسعت فوق‌العادهٔ آن، حوضهٔ آبریز دریاچه کاسپی در دو ناحیهٔ از لحاظ تکتونیکی متفاوت قرار گرفته است و منطقهٔ جنوبی آبگیر آن در افغانستان، ایران و ترکیه سرزمین‌های تکتونیکی بسیار فعال را در بر می‌گیرد، در حالی‌که نواحی شمالی آبگیر آن در روسیه از سکوهای مقاوم و غیرفعال تشکیل می‌شود (خسرو تهرانی و درویش زاده، ۱۳۶۳).

چهارمین موضوع این که حوضهٔ آبریز وسیع این دریاچه سرزمین هایی با اقلیم‌های متفاوت از قبیل بیابانی و نیمه بیابانی، نیمه مرطوب، یخچالی کوهستانی، و جنب یخچالی را شامل می‌شود که تغییر و تحول شرایط محیطی هر یک از آن‌ها در قبال تغییرات اقلیمی تفاوت‌های ویژه‌دارند. به دلیل وسعت فوق‌العاده زیاد حوضهٔ آبریز و گسترش قلمروهای اقلیمی گوناگون در اوج آخرین دورهٔ یخچالی دوران چهارم، حوضهٔ آبریز این دریاچه به ده میلیون کیلومتر مربع می‌رسیده است که نه تنها شامل بخش قابل توجهی از شرق اروپا، سیبری غربی و سرزمین‌های عاری از یخ آسیای مرکزی می‌شده است، بلکه یک سوم پهنه‌های یخچالی آسیا و نیز یخچال‌های کوهستانی قفقاز، پامیر، تیان شان، آلتای و کوهستان‌های غرب بایکال را نیز در بر می گرفته است (گراس والد، ۱۹۸۰). در چنین شرایطی به دلیل پوشش یخی دشت‌های شمال سیبری و روسیه راه جریان رودخانه‌ها به سمت شمال سد می‌گردید و در نتیجه دریاچه‌های سدی در پشت این یخ پهنه‌ها تشکیل می‌شدند که در نهایت به سمت دریاچهٔ کاسپی سرریز می‌نمودند. شواهد متعددی دال بر وجود کانال‌ها و تنگه‌های متروکه رودخانه‌ای بین مکان پیشین این دریاچه‌ها و دریاچه‌های آرال و کاسپی، به همراه سن یابی کربن ۱۴ که جهت رسوبات دریاچه‌ای، ساحلی و رودخانه‌ای مربوط به موقعیت‌های مختلف به دست آمده است قویاً نشان می‌دهند که نوسان‌های عمده و بزرگ مقیاس در این بزرگ‌ترین حوضهٔ بسته جهان، دریاچهٔ کاسپی، تحت تأثیر همین ویژگی، یعنی سد شدن راه جریان‌های آبی توسط یخچال‌های قاره‌در شمال و لبریز شدن دریاچه‌های حاصله به سمت حوضهٔ آرال-کاسپی روی می‌داده است و نقش نوسان بارش یا تبخیر در این حوضه‌ها عاملی فرعی به شمار می‌رفته است (گراس والد، ۱۹۸۰).

یافته‌ها

نتایج حاصل از بررسی آثار و شواهد ژئومورفولوژیک، رسوب شناسی و تکتونیک دریاچه‌های پنج گانهٔ فوق را می‌توان به صورت زیر جمع‌بندی نمود.

الف) دریاچه هایی که به عنوان مبنای بررسی و تفسیر شرایط و تغییرات اقلیمی کواترنر در ایران در نظر گرفته شده‌اند نسبت به هم از لحاظ وسعت سطح آب و حوضهٔ آبریز تفاوت چشمگیری دارند. وسعت سطح آب این دریاچه‌ها از حدود ۴۰۰۰۰۰ کیلومترمربع (دریاچهٔ کاسپی) تا حدود ۱۰-۱۵ کیلومترمربع (زریوار) متغیر می‌باشد. وسعت حوضهٔ آبریز این دریاچه‌ها نیز از کمتر از ۱۰۰ کیلومترمربع برای دریاچهٔ زریوار (ایرانی، ۱۳۷۹) تا چندین میلیون کیلومتر مربع برای دریاچهٔ کاسپی تغییر می‌کند.

ب) این دریاچه‌ها از لحاظ شرایط آب و هوایی نیز با یکدیگر تفاوت چشمگیری دارند. به عنوان مثال میزان بارش در قسمت جنوب غربی دریاچهٔ کاسپی به بیش از ۱۵۰۰ میلی متر و در دریاچهٔ زریوار به ۶۰۰ میلی‌متر در سال می‌رسد، در حالی‌که میزان بارش میانگین در حوضهٔ آبریز قم از ۲۰۰ میلی متر در سال تجاوز نمی‌کند (فرجی و همکاران، ۱۳۶۶).

پ) از لحاظ میزان املاح و شوری آب و در نتیجه سرعت و روند رسوب‌گذاری نیز این دریاچه‌ها با یکدیگر متفاوت هستند. به عنوان مثال، میزان شوری آب دریاچهٔ کاسپی حدود ۱۳ گرم در لیتر است در حالی‌که میزان شوری آب دریاچه ارومیه بین ۲۶۰ گرم در لیتر (مواقع پرآبی) و ۲۸۰ گرم در لیتر (مواقع کم آبی) می‌باشد. بنابر مطالعات رسوب‌شناسی و ژئوشیمی سرعت رسوب‌گذاری در آب‌های شور و بسیار شور کمتر از آب‌های شیرین است (اردلی و گودتسکی، ۱۹۶۰؛ واسون و همکاران، ۱۹۸۴) وشاید این امر نیز یکی از دلایل تفاوت ضخامت رسوبات کواترنر در این دریاچه‌ها باشد. سرعت رسوب‌گذاری در مورد دریاچه‌های یاد شده از حدود ۲ تا حداکثر ۶ میلی متردر سال برای کاسپی (پدرامی، ۱۹۸۷)، میانگین یک میلی متر در سال برای زریوار (هاچینسون و کاوگیل،۱۹۶۳) و میانگین ۱۷/۰ تا ۳/۰ میلی‌متر در سال برای ارومیه (کلتز و شهرابی، ۱۹۸۶) متغیر بوده است.

ت) این دریاچه‌ها از نظر عمق آب با یک دیگر اختلاف نمایانی دارند. به عنوان مثال، عمق آب در دریاچهٔ کاسپی مابین ۶ متر تا ۸۰ متر در نیمه شمالی و مابین ۳۲۵ متر تا نزدیک به ۱۰۰۰ متر در نیمه جنوبی آن تغییر می‌کند (درویش زاده، ۱۳۷۰) در حالی‌که در دریاچه ارومیه از ۶ متر تا حداکثر ۱۵ متر (خاماچی، ۱۳۶۷) و در زریوار به حداکثر ۷/۷ متر (ایرانی، ۱۳۷۹) می‌رسد. عمق آب در آن بخشی از دریاچهٔ سیستان که در خاک ایران واقع شده است به هنگام پرآبی تا ۵ متر و در مواقع عادی حدود ۲ تا ۳ متر است (افشار سیستانی، ۱۳۶۸).

ج) وضعیت و روند تکتونیک و در نتیجه نحوهٔ پیدایش و تحول این دریاچه‌ها با هم تفاوت

دارد. در مجموع، دریاچه‌های مزبور به دلیل استقرار در داخل حوضه‌های از نظر تکتونیکی فعال (ارومیه، زریوار و قم) و یا قرار گرفتن در حاشیهٔ واحدهای تکتونیکی فعال (سیستان و کاسپی) کم و بیش در طول دورهٔ کواترنر تحت تأثیر عملکردهای زمین‌ساختی قرار داشته‌اند. با وجود این شدت و روند این تأثیر از حوضه‌ای به حوضهٔ دیگر فرق می‌کند. به طور مثال، فرایند فرونشینی کف محیط رسوبی در جنوب دریاچهٔ کاسپی آن در کواترنر بسیار فعال بوده است، در حالی‌که این پدیده به نحوی بسیار آرامتر در حوضه‌های قم و سیستان عمل کرده است (درویش زاده، ۱۳۷۰). بر خلاف قدمت بسیار زیاد حوضه‌های رسوبی قم، سیستان و کاسپی، از نظر پیدایش، دریاچه ارومیه بسیار جوان است و به نظر می‌رسد که در اواخر کواترنر و بر اثر فعالیت‌های تکتونیکی پوستهٔ زمین مابین دو سیستم گسلی فعال، گسل تبریز در شمال و گسل زرینه رود در جنوب، پدید آمده باشد (خسروتهرانی و درویش زاده، ۱۳۶۳). دریاچهٔ کوچک زریوار نیز در بخش فروافتاده‌ای بلافاصله در شمال شرقی گسل اصلی جوان زاگرس و در داخل فروافتادگی دشت مریوان پدید آمده است و در نتیجه عمدتاً منشأ تکتونیکی داشته است (ایرانی، ۱۳۷۹).

د) این دریاچه‌ها از لحاظ هیدرولوژیکی و شبکهٔ آبی نیز با یکدیگر تفاوت دارند. در دریاچهٔ کاسپی به دلیل وسعت بسیار زیاد، به عنوان مثال، صدها رودخانه به ویژه از سوی غربی و جنوبی وارد می‌شوند که رود ولگا به تنهایی حدود هشتاد درصد از کل ورودی آب دریاچه را تأمین می‌کند (درویش‌زاده، ۱۳۶۹) در صورتی که تعداد رودهای وارده به دریاچه‌های دیگر مانند ارومیه، سیستان و قم به بیست مورد هم نمی‌رسد که بسته به اوضاع اقلیمی ممکن است بعضاً جنبه فصلی داشته باشند (مستوفی، ۱۳۵۰؛ خاماچی، ۱۳۶۷؛ افشارسیستانی، ۱۳۶۸). برخلاف این موارد، رودخانهٔ مهمی وارد دریاچهٔ زریوار نمی‌شود و بالعکس این سرریز آب دریاچه است که تامین کنندهٔ آب رودخانه مریوان است (ایرانی، ۱۳۷۹). در مواردی سرچشمه یا سرچشمه‌های عمدهٔ تأمین آب دریاچه در مسافت بسیار دور و در کوهستان هایی قرار دارند که ذخیرهٔ آبی آن‌ها عمدتاً به میزان بارش و ذوب برف بستگی دارد. از سوی دیگر به دلیل دوری مسافت سرچشمه‌های اصلی اتلاف یا کاهش آب آن‌ها به ویژه در سال‌های کم بارش و خشک موجب می‌شود که کاهش چشمگیری در حجم آب و وسعت برخی از این دریاچه ها، از جمله سیستان و قم، روی دهد. برعکس، بخشی از آب دریاچه هایی از قبیل ارومیه و زریوار از طریق چشمه‌های فراوان شیرین تأمین می‌گردد که در کف بستر این دریاچه‌وجود دارند (خاماچی،

۱۳۶۷؛ ایرانی، ۱۳۷۹).

نتیجه

راجع به تغییرات آب و هوایی در ایران به طورکلی تاکنون دو دیدگاه وجود داشته است. دیدگاه قدیم‌تر به افزایش میزان بارش در دوره‌های سرد (همزمان با مراحل یخچالی) و کاهش میزان بارش در دوره‌های گرم (همزمان با مراحل بین یخچالی) نظر دارد. طرفداران این دیدگاه برخی بیشتر بر افزایش شدید میزان بارش در دوره‌های سرد معتقدند، در حالی‌که گروهی دیگر افزایش جزیی بارش ولی همراه با تغییر رژیم آن و کاهش قابل توجه میزان تبخیر را به دلیل سرمای زیادتر و طولانی تر در این دوره‌ها مسئول موازنهٔ مثبت رطوبتی و در نتیجه افزایش سطح آب دریاچه‌ها و یا بالا آمدن سطح آب در کویرهای ایران به شمار می‌آورند (کرینسلی، ۱۹۷۰؛ گنجی، ۱۹۷۸؛ رایت و رابرتز، ۱۹۹۳).

نظریهٔ دوم، که نخستین بار توسط هانس بوبک (۱۹۵۹) اتریشی مطرح گردید و بعدها گروه اندکی از محققان خارجی (از قبیل ون زایست، رایت و بوتما) نیز آن را از لحاظ کلیات تأیید نمودند، دوره‌های سرد و نسبتاً خشک را همزمان با مراحل یخچالی و دوره‌های گرم ولی مرطوب‌تر را در مراحل بین یخچالی و از جمله هولوسن می‌داند. در مراحل سرد، بنابر عقیدهٔ طرفداران این نظریه، کاهش متوسط (۵–۶ درجه) تا شدید (۱۰ –۱۲ درجه) دما و نیز قسمتی از خشکی آب و هوا از تسلط طولانی مدت و قدرتمند پرفشار سیبری بر بخش مهمی از ایران ناشی می‌شده است. علاوه بر این، کمبود بارش در مرحلهٔ سرد هم به کاهش منابع رطوبتی (به علت پایین رفتن سطح عمومی آب‌های آزاد و گسترش یخبندان در بخشی از این آب‌ها) و تغییر مسیر جریان‌های جوّی رطوبت‌آور مربوط می‌شده است (رایت و رابرتز، ۱۹۹۳؛ رایت، ۱۹۹۶).

در این جا می‌توان با توجه به موارد توضیح داده شده نکته هایی را نتیجه گرفت. یکی از مهم‌ترین این نکته‌ها این است که مطالعات موجود بر روی این دریاچه‌ها با روش‌های گوناگون و در زمان‌های متفاوت انجام شده است و در نتیجه امکان مقایسهٔ مستقیم و سادهٔ نتایج جهت تفسیر وجود ندارد. به عنوان مثال، رسوب‌های دریاچهٔ زریوار با دقت زیاد و با دستگاه‌های مغزه بردار ویژه ۱۸ متر مغزه استخراج گردیده است و مواد ارگانیک موجود در رسوبات سن‌یابی شده‌اند و در مورد رسوب‌های با دقت سانتی‌متر بحث شده است در حالی‌که در مورد

رسوب‌های دریاچهٔ قم به روش مغزه‌برداری و لرزه‌نگاری توأمان به کار رفته است و با دقت در حد متر کار شده است و به دلیل یافت نشدن موارد ارگانیک موفق به سن‌گذاری دست‌کم لایه‌های بالایی هم نشده‌اند. در مورد دریاچهٔ سیستان تا حدّی که نگارنده مطلّع است نیز متأسفانه به غیر از بررسی‌های باستان شناسی در منطقهٔ شهر سوختهٔ زابل مطالعات جدّی انجام نگشته است.

نکتهٔ دوم این که چنان که آمد وسعت هر یک از این دریاچه‌ها و از آن مهم‌تر وسعت و سرگذشت و وضع موجود تکتونیکی حوضهٔ آبریز آن‌تفاوت‌های مشخصی دارند که می‌تواند در روند تغییرات ژئومورفولوژیک و رسوب‌گذاری در این چاله‌ها تأثیراتی بخشیده باشند. به عنوان مثال، نحوهٔ رسوب‌گذاری و شرایط آن در دریاچهٔ زریوار نه تنها تابعی از اقلیم، بلکه متأثر از عملکرد تکتونیکی حوضهٔ آن و نیز پیشروی مخروط‌افکنه‌ها در برخی زمان‌ها بوده است (ون زایست و رایت، ۱۹۶۳؛ ایرانی، ۱۳۷۹). از سوی دیگر، استقرار این دریاچه‌ها در نقاط از لحاظ اقلیمی کاملاً تا نسبتاً متفاوت در شرایط کنونی و وجود قلمروهای اقلیمی و مورفوژنتیکی خاصی در حوضهٔ آبریز آن‌ها که نه تنها از نظر ویژگی‌ها، بلکه به لحاظ وسعت و تنوع شرایط نیز تفاوت‌هایی را طبیعتاً نشان می‌دهند امکان مقایسهٔ موفق‌آمیز نتایج را در جهت به دست دادن دیدگاه قابل‌قبول همگانی کاهش می‌دهد.

با مروری بر همهٔ این مسائل شاید بتوان نتیجه گرفت که واکنشی که این دریاچه‌ها نسبت به تغییرات (بلند مدت) و نوسان‌ها (کوتاه مدت)ی اقلیمی در منطقه در طول کواترنر داشته‌اند با احتمال زیاد یکسان نبوده است و یا دست‌کم شدت و سازوکار این واکنش هنوز با قاطعیت روشن نشده است. جدا از این مسائل، موقعیت ویژهٔ مکانی ایران مرکزی، تأثیر سیستم‌های متفاوت و گاه متضاد جوّی، نقش خاص تغییرات توپوگرافیک و روند ناهمواری‌ها در این منطقه باعث شده است تا واکنش حوضه‌های رسوبی کویری آن نیز نسبت به تغییرات و نوسانات اقلیمی پیچیده‌تر از آن باشد که بتوان از طریق مقایسهٔ مورفولوژیکی یا رسوب‌شناسی این حوضه‌ها با دریاچه‌های حاشیه‌ای سرزمین ایران به نتایجی مستقیم و جامع دست یافت چه رسد به این که بخواهیم سرگذشت کواترنر این منطقه را بدون در دست داشتن داده‌های به‌صورت سیستماتیک و علمی گردآوری شده با همتاهای آن در غرب ایالات متحد آمریکا و یا حتی آسیای غربی مشابه فرض کنیم.

در این زمینه باید دیدگاه جدیدی را نیز به دو دیدگاه قبلی افزود و آن دیدگاهی است که

پژوهشگران چینی با بررسی داده‌های بانک اطلاعات جهانی دریاچه‌ها و پلایاها (در آکسفورد انگلستان) مطرح ساخته‌اند. براساس این بررسی‌ها و ضمن مقایسهٔ سرگذشت حدود یکصد دریاچه و پلایا در آسیا، این دانشمندان به این نتیجه رسیده‌اند که دریاچه‌ها و پلایاهای آسیای مرکزی، که در این تحقیق بخش عمدهٔ ایران مرکزی نیز جزیی از آن به شمار آمده، دست‌کم در کواترنر پایانی در قبال تغییرات اقلیمی دارای واکنش دو حالته بوده است (کین و یو، ۱۹۹۸). توضیح این که بر مبنای این مطالعات، آسیای مرکزی (به همراه ایران مرکزی) در میان مناطقی کاملاً متضاد از لحاظ اقلیمی، یعنی آسیای غربی ـ شمال‌غربی و آسیای جنوبی ـ جنوب‌شرقی، منطقه سومی را تشکیل می‌دهد. دریاچه‌های مطالعه شده در این منطقه، از یک سو در قبال تغییرات اقلیمی همزمان با اوج مرحلهٔ یخچالی (در حدود ۱۸۰۰۰ سال قبل)، مشابه عملکرد دریاچه‌های شمال غرب آسیا، دارای سطح بالاتری از آب بوده‌اند. از طرف دیگر، همین دریاچه‌ها همزمان با اوج مرحلهٔ مابعد یخچالی (هولوسن گرم در حدود ۶۰۰۰ قبل) روند افزایش آبی همانند دریاچه‌های موجود در جنوب شرقی آسیا نشان داده‌اند (کین و یو، ۱۹۹۸). بدین ترتیب در مورد تغییرات شرایط اقلیمی کواترنر، با توجه به اطلاعات موجود در مورد ایران، نظریهٔ سومی را نیز می توان به این شرح مطرح ساخت که موقعیت جغرافیایی و شرایط توپوگرافیک فلات ایران به صورتی است که چه در مراحل سرد همزمان با دوره‌های یخچالی، و چه در مراحل گرم همزمان با دوره‌های مابین یخچالی امکان افزایش یا کاهش آب دریاچه‌ها وجود داشته است، یا به عبارتی، موازنهٔ مثبت و منفی رطوبتی در هر دو مرحله امکان پذیر بوده است. البته نحوه و شدت این تغییرات از نظر رابطهٔ بین اقلیم و سطح آب دریاچه ها، به ویژه در ایران مرکزی، هنوز به خوبی روشن نشده است.

یکی از لوازم موجود برای حل این مسایل انجام یافتن تحقیقاتی چند جانبه از لحاظ رسوب شناسی فیزیکی و شیمیایی، پالئوژئومورفولوژی، گرده‌شناسی و فسیل‌شناسی در کویرها و دریاچه‌های ایران مرکزی با استفاده از فنون جدید و مقایسهٔ نتایج این پژوهش‌ها با یکدیگر است تا بتوان به تصویری روشن تر دست یافت. جهت این امر ارتباط با بانک اطلاعات جهانی دریاچه‌ها و پلایاها که مرکز آن در دانشگاه آکسفورد قرار دارد و نیز تشکیل یک بانک اطلاعاتی داخلی جهت گردآوری اطلاعات موجود و پراکنده مختلف راجع به تغییرات محیطی کواترنر در چاله‌های بستهٔ ایران بسیار ضروری می‌نماید.

منابع و مآخذ

۱. افشار سیستانی، ایرج: «دریاچه هامون». *رشد آموزش جغرافیا*، شمارهٔ ۱۷، ۱۳۶۸، صص ۴۴-۴۸.

۲. ایرانی، جمال: «دریاچه زریوار از نگاهی دیگر»، *رشد آموزش جغرافیا*، شمارهٔ ۵۴، ۱۳۷۹ صص ۳۸-۴۳.

۳. درویش زاده، علی: «از منطقهٔ خزر چه می دانید؟» *رشد آموزش زمین‌شناسی*، شمارهٔ ۳، سال اول، ۱۳۶۴، صص ۶-۱۲.

۴. درویش زاده، علی: «نوسانات آب دریای خزر»، *رشد آموزش زمین‌شناسی*، شماره‌های ۲۱ و ۲۲، ۱۳۶۹، صص ۹-۱۵.

۵. درویش زاده، علی: *زمین‌شناسی ایران*، تهران، نشر دانش امروز، وابسته به موسسهٔ انتشارات امیرکبیر، ۱۳۷۰.

۶. جعفری، عباس: *شناسنامهٔ جغرافیای طبیعی ایران*، گیتاشناسی، چاپ اول، تهران، ۱۳۶۳.

۷. خاماچی، بهروز: «جغرافیای دریاچهٔ ارومیه»، *رشد آموزش جغرافیا*، شمارهٔ ۱۶، ۱۳۶۷، صص ۳۱-۲۷.

۸. خسرو تهرانی، خسرو ـ درویش زاده، علی: *زمین‌شناسی ایران*، مرکز تربیت معلم تهران، ۱۳۶۳.

۹. عیوضی، جمشید جداری: *ژئومورفولژی ایران*، پیام نور، ۱۳۷۲.

۱۰. فرجی، عبدالرضا ـ شیخ الاسلامی، وحید ـ وحدانی تبار، حسن ـ شایان، سیاوش ـ رکن‌الدینی، عبدالرضا: *جغرافیای کامل ایران* (جلد اول)، سازمان پژوهش و برنامه‌ریزی آموزشی وزارت آموزش و پرورش تهران، ۱۳۶۶.

۱۱. محمودی، فرج الله: «تحول ناهمواری‌های ایران»، نشریهٔ *پژوهش‌های جغرافیایی*، تهران، دانشگاه تهران، شمارهٔ ۲۳، ۱۳۶۷، صص ۵-۴۳.

۱۲. مستوفی، احمد: «گزارش جغرافیایی حوضه مسیله»، نشریهٔ بیابان، تهران، مؤسسهٔ جغرافیای دانشگاه تهران، شمارهٔ ۵، ۱۳۵۰.

13. Blanford, W.T., 1873. On the nature and probable origin of the superficial deposits in the valleys and deserts of central Persia. The Quaterly Journal of the Geological Society of London. Proceedings of the Geological Society, 14: 492-501.

14. Bobek, H., 1959. Features and Formation of the Great Kawir and Masileh, Iran. Desert Research Center of Iran, University of Tehran, Tehran, 63 pp.

15. Bobek, H., 1963. Nature and implication of Quaternary climatic changes in Iran., Symposium on Change of Climate. UNESCO-WMO, Rome, pp. 403-413.

16. Bottema, S., 1986. Late Quaternary pollen diagram from Lake Urmia (northwestern Iran). Review of Palaeobotany and Palynology, 47: 241-261.

17. Eardley, A.J. and Gvosdetsky, V., 1960. Analysis of Pleistocene core from Great Salt Lake, Utah. Geological Society of America Bulletin, 71: 1323-1344.

18. Flint, R.F. and Gale, W.A., 1958. Stratigraphy and radiocarbon dates at Searles Lake, California. American Journal of Science, 256: 689-714.

19. Ganji, M.H., 1978. Post-glacial climatic change on the Iranian plateau. In: W.C. Brice (Editor), The environment history of the Near and Middle East since the last Ice Age. Academic Press., London, pp. 149-163.

20. Gilbert, G.K., 1890. Lake Bonneville. 1, U. S. Geological Survey.

21. Grosswald, M.G., 1980. Late Weichselian Ice Sheet of Northern Eurasia. Quaternary Research, 13: 1-33.

22. Huntington, E., 1905. The basin of Eastern Persia and Sistan, Explorations in the Turkestan with an

account of the basin of Eastern Persia and Sistan. Carnegie Institution of Washington, Washington, D. C., pp. 219-317.

of a core from Lake Zeribar, Iran. Science, 140: 67-69. 23. Hutchinson, G.E. and Cowgill, U.M., 1963. Chemical examination

24. Kelts, K and Shahrabi, M., 1986. Holocene sedimentology of hypersaline Lake Urmia, northwestern Iran. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 54: 105-130.

25. Krinsley, D.B., 1970. A Geomorphological and Paleoclimatological Study of the Playas of Iran. PhD, Final Report Thesis, Air Force Cambridge Research Labs.

26. Krinsley, D.B., 1972. The palaeoclimatic significance of the Iranian Playas. In: E.M. Van Zinderen Bekker (Editor), Palaeoecology of Africa and Surrounding Islands., Cape Town, pp. 114-120.

27. Lowe, J.J. and Walker, M.J.C., 1997. Reconstructing Quaternary Environment (New Edition). Longman, Essex, 446 pp.

28. Pedrami, M., 1982. Pleistocene Glaciation and Palaeoclimate in Iran., Proceeding of INQUA Conference, 1981. Geological Survey of Iran, Report., Moscow, pp. 1-70.

vey of Iran, Tehran.29. Pedrami, M., 1987. Quaternary Stratigraphy of Iran and its study methods. Geological Survey in Iran. Geological Sur

30. Qin, B.Q. and Yu, G., 1998. Implications of lake level variations at 6 ka and 18 ka in mainland Asia. Global and Planetary Change, 18)1-2): 59-72.

n, pp. 194-220. 32. Smith, G.I., 1974. Quaternary deposits in southwestern Afghanistan. Quaternary Research, 4: 39-52.

33. Van Zeist, W. and Wright, H.E., 1963. Preliminary pollen studies at Lake Zeribar, Zagros Mountains, southern Iran. Science, 140: 65-67.

34. Van Zeist, W., 1967. Late Quaternary vegetation history of western Iran. Review of Palaeobotany and Palynology, 2: 301-311.

35. Van Zeist, W. and Bottema, S., 1977. Palynological investigations in western Iran. Palaeohistoria, 19: 19-85.

te Quaternary sediments, minerals, and inferred geochemical history of Didwana Lake, Thar Desert, India. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 46: 345-372.36. Wasson, R.J., Smith, G.I. and Agrawal, D.P., 1984. La

37. Wasylikowa, K., 1967. Late Quaternary plant macrofossils from Lake Zeribar, western Iran. Review of palaeobotany and palynology, 2: 313-318.

38. Wright, H.E.J., 1976. The environmental setting for plant domestication in the Near East. Science, 194: 385-389.

39. Wright, H.E.J., 1980. Climatic change and plant domestication in the Zagros Mountains. Iran, 18 (XVIII): 145-148.

40. Wright, H.E.J., 1996. Global climatic changes since the last Glacial Maximum: evidence from paleolimnology and paleoclimate modeling. Journal of Paleolimnology; 15: 119-127.