دو فصلنامه کواترنری ایران (علمی-پژوهشی)، دوره ۸، شمارهٔ ٤ و ۳، پاییز و زمستان ۱٤۰۱

ص ۳۵۷ تا ۳۸۸

تحلیل داده‌های دیرین‌اقلیم‌شناسی و باستان‌شناسی میان‌سنگی و نوسنگی جنوب‌شرقی دریای کاسپی

شکیبا رستمیان عمران: دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه باستان‌شناسی، دانشکده هنر و معماری، دانشگاه مازندران، بابلسر، ایران

رحمت عباس‌نژاد سرستی*: دانشیار گروه باستان‌شناسی، دانشکده هنر و معماری، دانشگاه مازندران، بابلسر، ایران

محمد قمری فتیده: استادیار گروه باستان‌شناسی، دانشکده هنر و معماری، دانشگاه مازندران، بابلسر، ایران

تاریخ دریافت: ۱٤۰۱/۰۸/۱۱ **تاریخ پذیرش: ۱٤۰۱/۱۲/۳۰**

چکیده

مطالعات دیرین‌اقلیم‌شناسی دریای کاسپی نقش مهمی در مطالعه واکنش‌های انسانی در مواجهه با تغییرات محیطی دارد. تطابق پیشروی‌ها و پس‌روی‌های دریای کاسپی در دوره‌های پیشروی خوالنین جدید، پس‌روی منگیشلک، پیشروی نئوکاسپی و پس‌روی رویداد ۸٤۰۰ سال قبل ازجمله رخدادهای دیرین اقلیم دریای کاسپی هستند که تقریباً با دوره‌های باستان‌شناختی میان‌سنگی قدیم، میان‌سنگی جدید و نوسنگی هم‌زمان هستند. این مطالعه تطبیقی، اولین قدم در شناخت تأثیرات محیط بر زندگی جوامع دوران میان‌سنگی و نوسنگی حوزه جنوب شرق دریای کاسپی است. داده‌های باستان‌شناختی بخصوص داده‌های جانوری نشان می‌دهند که جوامع پیش‌ازتاریخ منطقه مذکور به پیشروی و پس‌روی آب دریا با تغییر در معیشت خود واکنش نشان داده و خود را به‌خوبی با محیط تطابق می‌داده‌اند. زیست-محیط منطقه موردمطالعه، ازنظر منابع غذایی غنی و برخوردار بوده است. به همین دلیل به نظر نمی‌رسد تغییرات اقلیمی تأثیر زیادی بر استقرار و معیشت آن‌ها داشته باشد. نکته دیگر آن‌که روند نو سنگی‌شدن و آغاز اهلی سازی، تحت تأثیر همین شرایط محیطی، به‌صورت مدیریت گونه‌های وحشی و تولید غذا در سطح پایین قابل توضیح است.

کلیدواژه‌ها: پلیئستوسن و هولوسن، پیشروی و پس‌روی دریا، تولید غذا، جنوب شرق دریای کاسپی، میان‌سنگی و نوسنگی.

*رایانامهٔ نویسندهٔ مسئول: r.abbasnejad@umz.ac.ir

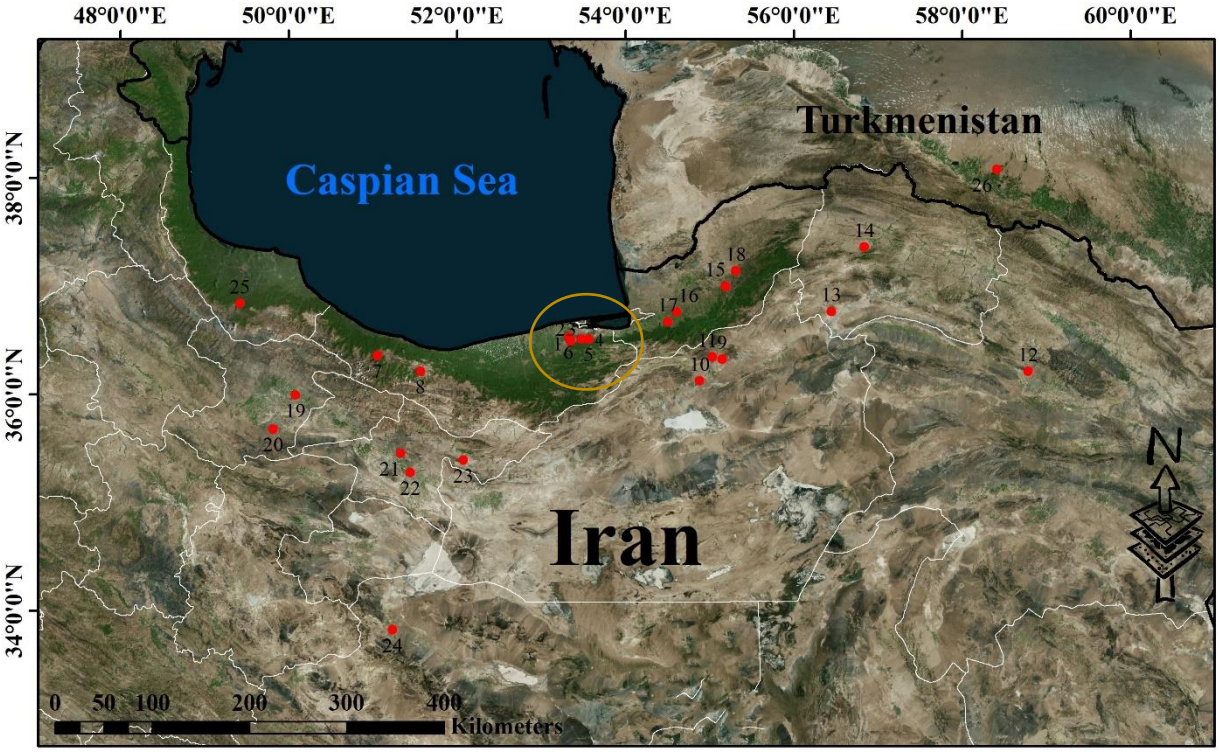
مقدمه

انسان از دیرباز تحت تأثیر محیط پیرامون خود بوده و میان محیط طبیعی و زندگی او، همواره سازگاری و تقابل تنگاتنگی وجود داشته است. عوامل طبیعی از مهم‌ترین مؤلفه‌های شکل‌گیری و استقرار سکونت‌گاه‌ها به شمار می‌آیند و بسترهای طبیعی، شرایط لازم را برای برپایی استقرارگاه‌ها ایجاد می‌کنند. برخی از این بسترها، در ایجاد چنین شرایطی، وضعیت نسبتاً پایدارتری نسبت به مناطق دیگر دارند (ابراهیمی جمنانی و پسندی، ۱۳۹۳). برخی از مؤلفه‌های مهم در این سنجش عبارت‌اند از: موقعیت جغرافیایی، آب‌وهوا، پوشش گیاهی و جانوری، اقلیم، زمین‌ریخت و منابع آب. بررسی موقعیت جغرافیایی و اقلیم کهن و رویدادهایی که در گستره تاریخ به وقوع پیوسته‌اند یکی از ابزارهای بررسی و شناسایی سبک زندگی در جوامع گذشته انسانی هستند. ازاین‌رو، مطالعه دیرین اقلیم در بازسازی نحوه زندگی و چرایی برخی از دگرگونی‌ها در شیوه زندگی، کمک فراوانی خواهد کرد. وجود تغییرات اقلیمی در اواخر پلیئستوسن و اوایل هولوسن با تأثیر بر نوسان تراز آب دریای کاسپی، بر الگوی پراکنش محوطه‌های باستانی و نوع معیشت مردمان منطقه جنوب شرق این دریا اثرگذار بوده است (Leroy et al; 2019; Dolukhanov et al; 2010; Bezrodnykh and Sorokin; 2016; Arsalanov et al; 2015). از سویی دیگر، تنوع زیست‌محیطی در زون‌های ساحلی با نوسان‌های تراز آب دریا ارتباط مستقیم داشته است. پیشروی‌ها، فرآیندهای آب‌گرفتگی و بالا آمدن تراز آب‌های زیرزمینی و پیشرفت در توسعه پوشش گیاهی در مناطق تازه شکل‌گرفته را موجب می‌شوند، درحالی‌که پس‌روی‌ها، منجر به کاهش تنوع زیست‌محیطی ساحلی می‌گردند (Lychagin, 2010). با توجه به نقش و اهمیت اقلیم کهن، مقاله پیش‌رو به تحلیل داده‌های دیرین اقلیم و تطابق آن با گاه نگاری باستان‌شناسی منطقه جنوب شرق دریای کاسپی (تصویر ۱) می‌پردازد. این نوشتار بر دو بخش اصلی استوار است: در بخش نخست، مطالعات دیرین اقلیم منطقه جنوب شرق دریای کاسپی شامل وضعیت آب‌وهوا و اقلیم در پلیئستوسن پسین و آغاز هولوسن و نیز نوسانات سطح آب دریای کاسپی موردبررسی قرار می‌گیرد و سپس تطابق گاهنگارانه دوره‌های میان‌سنگی و نوسنگی با داده‌های دیرین اقلیم به‌منظور مطالعه معیشت اقتصادی ساکنان منطقه انجام می‌شود. در ادامه نیز، به‌طور اجمالی به موضوع تولید غذا در سطح پائین و مدیریت گونه‌های گیاهی و جانوری وحشی، تحت تأثیر شرایط زیست–محیطی منطقه پرداخته می‌شود.

منطقه موردمطالعه

کرانه جنوبی دریای کاسپی شامل ناحیه‌ای است میان دامنه‌های شمالی البرز مرکزی و دریای کاسپی که ازنظر طبیعی دارای دو بخش عمده است: ۱) کرانه‌های ساحلی و جلگه‌های رسوبی ۲) ناحیه کوهستانی. بر اساس توپوگرافی و شیب زمین این منطقه به سه قسمت جلگه‌ای، کوهپایه‌ای و کوهستانی تقسیم می‌شود. دشت‌های ساحلی تا ارتفاع ۱۵۰ متر که به ناحیه کوهپایه‌ای ختم می‌شود بخش جلگه‌ای را تشکیل می‌دهد. این بخش هلالی شکل در برخی قسمت‌ها باریک و در برخی قسمت‌های دیگر وسیع است. ناحیه کوهپایه‌ای شامل تپه‌های کم ارتفاعی حاصل از فرسایش است

که در ارتفاع ۱۵۰ تا ۶۰۰ متری واقع‌شده‌اند و برای کشاورزی مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرند. ناحیه کوهستانی از ارتفاع ۶۰۰ متری آغاز می‌شود (طرح جامع مطالعات اجتماعی و اقتصادی مازندران، ۱۳۷۱). محدوده جغرافیایی این پژوهش حوضه جنوب شرق دریای کاسپی و به‌طور خاص دشت‌های بهشهر و نکا را در برمی‌گیرد. این دشت‌ها درواقع ادامه طبیعی دشت بزرگ گرگان محسوب می‌شوند که به همراه دامنه‌های جنوبی‌شان، پهنه نسبتاً مستقلی را در بخشی از دامنه‌های شمالی البرز مرکزی تشکیل می‌دهند.



شکل ۱: محوطه‌های مهم میان‌سنگی و نوسنگی کاوش‌شده در شرق مازندران: ۱) غار کمیشان ۲) محوطه باز کمیشانی ۳) غار هوتو ٤) غار کمربند ٥) غار آل‌تپه ٦) توق تپه و تپه ولیکی (نگارندگان)

مواد و روش‌ها

مقاله حاضر در نظر دارد با روش توصیفی–تحلیلی به تطابق دوره‌های پیشروی و پس‌روی آب دریای کاسپی و هم‌زمانی و تأثیر آن بر جوامع پیش‌ازتاریخ، به‌ویژه دوره‌های میان‌سنگی و نوسنگی در منطقه جنوب شرق دریای کاسپی بپردازد. برای تحقق این منظور یافته‌های حاصل از پژوهش‌های باستان‌شناسی و به‌طور ویژه داده‌های معیشتی به‌دست‌آمده در لایه فرهنگی اعم از داده‌های گیاهی و جانوری موردبررسی قرار گرفت. با استناد به شواهد موجود از تغییرات اقلیمی پلیئستوسن پسین و آغاز هولوسن در کنار مطالعات انجام‌شده درزمینهٔ پیشروی و پس‌روی آب دریای کاسپی در این دوره‌های زمانی، هم‌زمانی و تأثیر تغییرات اقلیمی بر روی جوامع ساکن در دوره‌های میان‌سنگی و نوسنگی منطقه موردمطالعه قرار خواهد گرفت. معیشت این جوامع در این دوران تا حدودی با این تغییرات سطح آب دریای کاسپی منطبق می‌شود اما همچنان ناهماهنگی‌هایی نیز وجود دارد که نیازمند مطالعات میدانی بیش‌تر و جدید، نه‌فقط از مغزه‌های مطالعات اقیانوس‌شناسی، بلکه از محوطه‌های باستانی هستیم.

۱- مروری بر مطالعات دیرین اقلیم منطقه جنوب شرق دریای کاسپی

۲-۱- پوشش گیاهی و جانوری منطقه

منطقه جنوب شرق دریای کاسپی به دلیل وجود دو عارضه طبیعی، دریای کاسپی و ارتفاعات البرز، از نوع خاصی از شرایط اقلیمی برخوردار است (تصویر ۲). اقلیم این منطقه تحت تأثیر عرض جغرافیایی، ارتفاعات البرز، ارتفاع از سطح دریا، دوری و نزدیکی به دریا، جریان بادهای محلی و ناحیه‌ای، جابجایی توده‌های هوایی شمالی و غربی و پوشش متراکم جنگلی قرار دارد (فرجی، ۱۳۶۶). چنین شرایطی، موجب شکل‌گیری پوشش گیاهی و جانوری متنوعی در منطقه جنوب شرقی دریای کاسپی شده است. در کناره دریا و خطوط ساحلی که دارای ارتفاع ۵ متر و عرض ۵۰۰ متر است گیاهان زراعی و جنگل درختان پهن‌برگ حضور دارند. ارتفاع ۱۰۰ متری که به طول ۳۲۰ کیلومتر از شرق به غرب کشیده شده است، شامل تپه‌ماهورها و اراضی مسطح قشلاقی است. از ارتفاع ۱۰۰ تا ۲۵۰۰ متر که بین قشلاق و ییلاق واقع‌شده، عمدتاً جنگل و مراتع سرسبز گسترده شده که برای گله‌داری و پرورش احشام، مکان مناسبی است؛ از ارتفاع ۲۰۰۰ تا۲۵۰۰ متر و بالاتر از آن بی جنگل بوده و دارای پوشش استپی و چمنزاری است؛ درنهایت از ۳۰۰۰ تا ۴۰۰۰ متر خاک، مخلوطی از ماسه‌سنگ و هوا سرد و خشک و فاقد پوشش گیاهی است (عسگری، ۱۳۵۰؛ محمود زاده، ۱۳۵۰). جنگل‌های حوضه جنوب شرق دریای کاسپی، معروف به جنگل‌های هیرکانی، دارای قدمت مربوط به دوره ترشیری است که یکی از مهم‌ترین ذخیره‌گاه‌های زیستگاهی کره زمین است (فرجی، ۱۳۶۶؛ مرادی، ۱۳۸۹). اقلیم و زیست‌بوم متفاوت، موجب تنوع زیادی در پوشش جانوری شده است. گراز، غزال، گوزن زرد، میش، قوچ، کل و بز، انواع سمور، سنجاب، خرگوش، خرس، پلنگ و گربه وحشی ازجمله پستانداران و شاهین، کبک، درنای سیبری، مرگوس کاکلی و سفید، پلیکان خاکستری، فلامینگو، قرقاول، دری، کرکس، بحری، کبک دری و معمولی و انواع عقاب ازجمله

پرندگان و انواع مار و مارمولک و لاک‌پشت ازجمله خزندگان این منطقه هستند. در فصول سرد سال منطقه جنوب‌شرق دریای کاسپی میزبان پرندگان مهاجر و گونه‌های زیادی از پستانداران است. انواع ماهیان غضروفی و استخوانی از ۱۴ خانواده و ۷۴ گونه در دریای کاسپی و رودخانه‌ها وجود دارند که دارای منشأ دریایی و آب شیرین هستند. (فرجی، ۱۳۶۶؛ ریحانیان، ۱۳۸۰). تنها گونه بومی دریای کاسپی، فُک یا سگ دریایی کاسپی[1] است. این جانور تقریباً ۱۰۰ کیلوگرم وزن دارد و در آب‌هایی با شوری بین ۱۰ تا ۱۵ ۵ میلی‌گرم زیست دارد. شوری دریای کاسپی ۱۲ میلی‌گرم است و ازاین‌رو مکان مناسبی برای زندگی این گونه جانوری دریایی است. در آغاز فصل گرما، به علت کم‌عمق بودن و جزایر متعدد نسبت به قسمت‌های میانی که موجب گرم شدن سریع‌تر آب می‌شود، حرکت عمده گله‌های فک‌های کاسپی از جنوب به سمت آب‌های شمال دریای کاسپی صورت می‌گیرد (محمود زاده، ۱۳۵۰).

شکل ۲: منطقه جنوب شرق دریای کاسپی به همراه سه زیست‌بوم کوهستان، دشت و ساحل (نگارندگان)

[1] Phoca Caspica

۲-۲- وضعیت آب‌وهوا و اقلیم در پلیئستوسن پسین و آغاز هولوسن

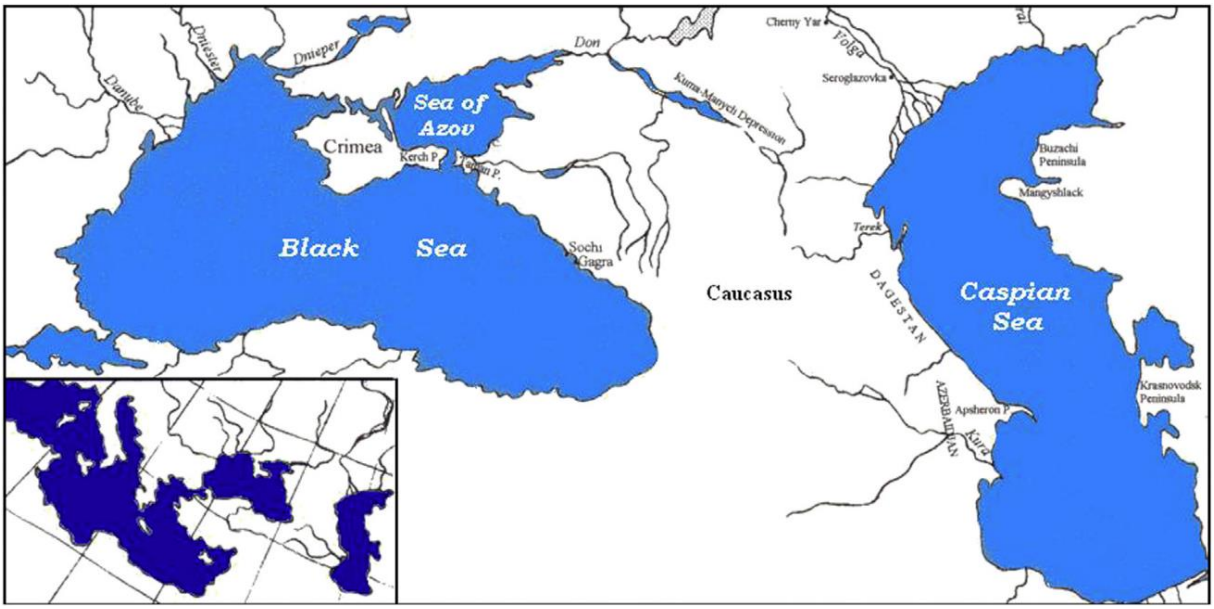
دوره چهارم زمین‌شناسی یا کواترنر که زمان حاضر را تشکیل می‌دهد با تکامل و گسترش بسیار زیاد حیات جانوری توأم بوده است. این دوره شامل دو زیردوره‌ی پلیئستوسن و هولوسن می‌شود. کواترنر با پیشروی و پس‌روی متناوب یخچال‌های دائمی در عرض‌های بالا و ارتفاعات همراه بود (معتمد، ۱۳۹۵). بیشتر بازه زمانی پلیئستوسن پسین[۲]، زمان تسلط یخچال‌ها و یخبندان‌ها بود. آخرین بیشینه یخبندان[۳] که اوج سردی و خشکی یخبندان بود در حدود ۲۵ هزار سال پیش رخ داد و تا ۱۸–۱۶ هزار سال پیش و آغاز دوره یخبندان جدید[۴] ادامه داشت. در دوره یخبندان جدید، روند تدریجی گرم شدن زمین آغاز شد، اما با دوره‌های کوتاه‌تر منقطع شد. در این بازه زمانی، چهار افق متناوب گرم و سرد شامل بولینگ، دریاس کهن، آلرود و دریاس جوان به وقوع پیوست، گرم‌شدن زمین با مرحله نوسان بولینگ آغاز شد و گرمایش، سبب ذوب صفحات یخی یخچال‌ها شده و سطح آب اقیانوس‌ها افزایش یافت. دوره سرد و خشک دریاس کهن این روند گرم شدن را قطع کرد. پس از دریاس کهن، نوسان گرم و مرطوب آلرود مجدداً باعث افزایش دما (در برخی مناطق تقریباً تا سطح کنونی) شد. در پایان دوره پلیئستوسن و بلافاصله پیش از دوره گرم هولوسن، پدیده جهانی سرد و خشک دریاس جوان رخ داد که طی آن، دما در گرینلند از شرایط نزدیک به بین‌یخبندان به شرایط یخبندان بازگشت (Zhi-Bang et al., 2012). این تغییر نسبتاً ناگهانی، باعث کاهش دمای زیاد در بسیاری از مناطق شمالی و پیشرفت یخچال‌ها و شرایط خشک‌تر در بسیاری از مناطق معتدل شد. دریاس جوان که در حدود ۱۲۸۰۰ سال قبل آغاز شده بود، به‌طور ناگهانی در ۷۰±۱۱۵۵۰ سال قبل با آغاز دوره پسایخبندان هولوسن، پایان یافت (Mackay et al., 2005). مطالعه مغزه‌های رسوبی از تالاب هشیلان در زاگرس نیز شرایط نسبتاً گرم و مرطوبی را در حدفاصل ۱۸۰۰۰ تا ۱۳۵۰۰ سال قبل یعنی بین دو رخداد اقلیمی آخرین بیشینه یخبندان و دریاس جوان نشان می‌دهد (رستمی و همکاران، ۱۳۹۸). عصر هولوسن، پس از پایان دوره ۲.۵ میلیون ساله پلیئستوسن، همراه با دوره‌های یخبندان و میان‌یخبندان متوالی، در حدود ۹۷۰۰ ق.م آغاز شد. با گرم‌شدن کره زمین و عقب‌نشینی یخچال‌های عظیم درون‌قاره‌ای پلیئستوسن و ذوب توده‌های عظیم یخچالی، سطح آب دریاهای آزاد و اقیانوس‌ها افزایش یافت و جریانات موسمی دریایی بانفوذ به عمق قاره‌ها موجب تحول اقلیمی مناطق دور از سواحل شد. علی‌رغم اینکه این دوره به‌طورکلی گرم‌تر و مرطوب‌تر از دوره یخبندان پیشین بود، اما در تمام این مدت از شرایط اقلیمی پایداری برخوردار نبوده است. مطالعات دیرین‌اقلیم‌شناسی، از عصر نوسنگی تا آغاز دوره امپراتوری هخامنشی (۹۷۰۰ تا ۵۵۰ ق.م) نشان‌دهنده حداقل ۶ رویداد اقلیمی با مشخصه خشک‌سالی در مقیاس‌های تقریباً جهانی، نیم‌کره‌ای، قاره‌ای و منطقه‌ای است که عبارت‌اند از رویدادهای اقلیمی ۸۲۰۰، ۷۵۰۰، ۶۲۰۰، ۵۲۰۰، ۴۲۰۰ و ۳۲۰۰ سال قبل (شیخ بیکلو، ۱۳۹۸). در این میان، پدیده

[2] Late Pleistocene
[3] LGM: Last Glacial Maximum
[4] Late Glacial

آب‌وهوایی ۸۲۰۰ سال قبل (۶۲۰۰ ق.م) تقریباً هم‌زمان با دوره نوسنگی در شرق مازندران بوده و مطالعات بر روی مغزه رسوبی از خلیج گرگان نشان از شرایط نسبتاً خشک محیطی دارد (باقری و امینی، ۱۳۹۹) که بررسی تأثیرات آن بر تغییرات فرهنگی این منطقه نیازمند مطالعات بیش‌تری است.

۲-۳- نوسانات سطح آب دریای کاسپی در پلیئستوسن پسین و آغاز هولوسن

دریای کاسپی که بزرگ‌ترین دریای محصور در خشکی جهان است، در طی دوره پلیئستوسن و هولوسن، تغییرات مکرر سطحی را تجربه کرده است. دریای کاسپی از زمان پیدایش، گاهی اوقات (در خلال پیشروی‌ها) سرریزهایی از طریق تنگه مانیش به دریای سیاه داشته است و گاهی (به هنگام پس‌روی‌ها) به‌صورت دریایی، بسته بوده است (تصویر ۳). تعداد رودخانه‌های بزرگ جاری به دریا نیز در طول زمان متغیر بوده است.



شکل ۳: حوضه پونتو کاسپی: دریای کاسپی و دریای سیاه (Yanina, 2014: fig.1)

به‌طورکلی در دوره کواترنری پسین، دریای کاسپی شاهد چهار پیشروی گسترده بود که با سه پس‌روی از یکدیگر جداشده‌اند. این پیشروی‌ها و پس‌روی‌ها عبارت‌اند از: پیشروی خزرین پسین[5]، پس‌روی آتلین[6]، پیشروی خوالنین قدیم[7]، پس‌روی انوتائوکا[8]، پیشروی خوالنین جدید[9]، پس‌روی منگیشلک[10] و پیشروی نئوکاسپی[11] در دوره هولوسن (جدول ۱) (Mamedov, 1997; Yanina, 2014; Arsalanov et al., 2015; Bezrodnykh et al., 2016).

جدول ۱: نوسانات سطح آب دریای کاسپی در پایان پلیئستوسن و آغاز هولوسن

پیشروی/پس‌روی در کواترنری پسین	سن تقریبی (پیش از زمان حال)	تراز آب دریای مازندران (متر)	مساحت دریا (کیلومتر مربع)
پیشروی نئوکاسپی	۱۰۵۹۰ – ۸۴۰۰ (Kakroodi et al., 2015)	-۳۴	۴۵۰۰۰۰
پس‌روی منگیشلک	۱۱۹۰۰ - ۱۰۵۰۰ (Bezrodnykh, 2016)	-۵۳ تا -۸۰	۲۳۴۰۰۰
پیشروی خوالنین جدید	۱۸۰۰۰ – ۱۲۰۰۰ (Bezrodnykh, 2016)	۰ تا -۲ (-۱۲)	۶۹۹۷۰۶
پس‌روی انوتائوکا	۲۴۰۰۰ – ۱۷۰۰۰ (Mamedov, 1997)	-۶۴ تا -۱۰۵	-
پیشروی خوالنین قدیم	۳۶۰۰۰ – ۲۰۰۰۰ (Bezrodnykh, 2016)	+۵۰	۹۵۲۰۰۰

[5] The late Khazarian transgression
[6] The Atel/Atelian regressive
[7] The early Khvalynian transgression
[8] The Enotaevkian/ Yenotavian/ Enotaevsk regressive
[9] The late Khvalynian transgression
[10] The Mangyshlak regressive
[11] The Neocaspian transgression

بازه زمانی پیشروی و پسروی‌های سطح دریای کاسپی به‌طور دقیق مشخص نیست و زمان‌های متفاوتی برای آن‌ها ارائه‌شده است. شاخص‌های زیستی، ابزار مفیدی برای بازسازی تغییرات سطح آب در دریای کاسپی هستند. تاریخ‌گذاری‌های رسوبات، اغلب با تکنیک‌های مختلفی چون کربن ۱۴[۱۲]، ترمولومینیسانس (TL)[۱۳]، اورانیوم/توریم[۱۴] و ESR[۱۵] (Electron spin Resonance) انجام می‌شود. پیشروی خزرین اولیه با افزایش زیاد سطح آب و گستردگی سطح دریا تا ۲/۵ برابر مساحت کنونی آن همراه بود. برای پیشروی خزرین پسین، بازه زمانی ۱۱۴۰۰۰ تا ۷۵۰۰۰ سال قبل را ارائه کرده‌اند که طی آن سطح دریا به ۲۰- تا ۱۰- متر رسید (Arsalanov et al., 1978, 1988; Kaplin et al., 1977; Popov, 1983). پیشروی خزرین با پس‌روی بزرگ و عمیق آتلین پایان یافت. در این پس‌روی، سطح آب دریا به ۱۴۰- تا ۱۲۰- متر کاهش یافت و مساحت دریا به ۱۳۱/۵ کیلومتر مربع معادل یک سوم مساحت کنونی آن رسید (Dolukhanov et al., 2009). زمان پایان این دوره، ۷۶۰۰۰ سال پیش تعیین‌شده است (Yanina, 2014). پس‌روی آتل با کاهش شدید پوشش گیاهی در پاسخ به شرایط خشک همراه بود (Rahimzadeh et al., 2019). پیشروی گسترده خوالنین که افزایش زیاد سطح دریا و کم شدن نسبی شوری آب (حدود ۱۱ درصد کم‌تر از میزان کنونی آن) را در پی داشت، حداکثر افزایش سطح دریای کاسپی در تمام دوران کواترنر شناخته‌شده است (تصویر ۴) (Yanina, 2014). پیشروی خوالنین در دو دوره خوالنین قدیم و خوالنین جدید رخ‌داده است که با پس‌روی انوتائوکا از یکدیگر جداشده‌اند. نهشته‌های بالای صفر متر به‌عنوان خوالنین قدیم و بین صفر تا ۱۷- متر به‌عنوان خوالنین جدید شناخته می‌شوند (Svitoch, 1991; Dolukhanov et al., 2010). در برخی منابع این پیشروی به سه دوره قدیم، میانی و جدید تقسیم‌شده است و پس‌روی التون و انوتائوکا در بین آن‌ها قرارگرفته است (Cheplyga, 2007). در طول خوالنین اولیه سطح دریا از ۱۴۰- متر به ۵۰+ متر رسید و رسوبات سیلت شکلاتی‌رنگ آن، گسترده‌ترین در بین همه رسوبات است. بازه‌های زمانی متفاوتی برای نهشته‌های خوالنینی ارائه‌شده است و آغاز و پایان این دوره پیشروی، جای بحث بسیاری است. بر اساس تاریخ‌گذاری ترمولومینیسانس برای خوالنین قدیم بازه ۷۰ تا ۴۰ هزار سال قبل و برای خوالنین جدید بازه ۲۰ تا ۱۰ هزار سال پیش ارائه‌شده است (Rychagov, 1997). ممدوف، خوالنین اولیه را در بازه ۳۲۰۰۰ تا ۲۴۰۰۰ سال پیش، هم‌زمان با دوره بریانسک[۱۶] قرار داده است که سطح آب در این دوره ۰ تا ۲- متر بوده است. به دنبال این پیشروی، پس‌روی ینوتاوین در ۲۴ تا ۱۷ هزار سال قبل، هم‌زمان با آخرین بیشینه یخبندان رخ‌داده است.

---

12 Radiocarbon / Carbon-14

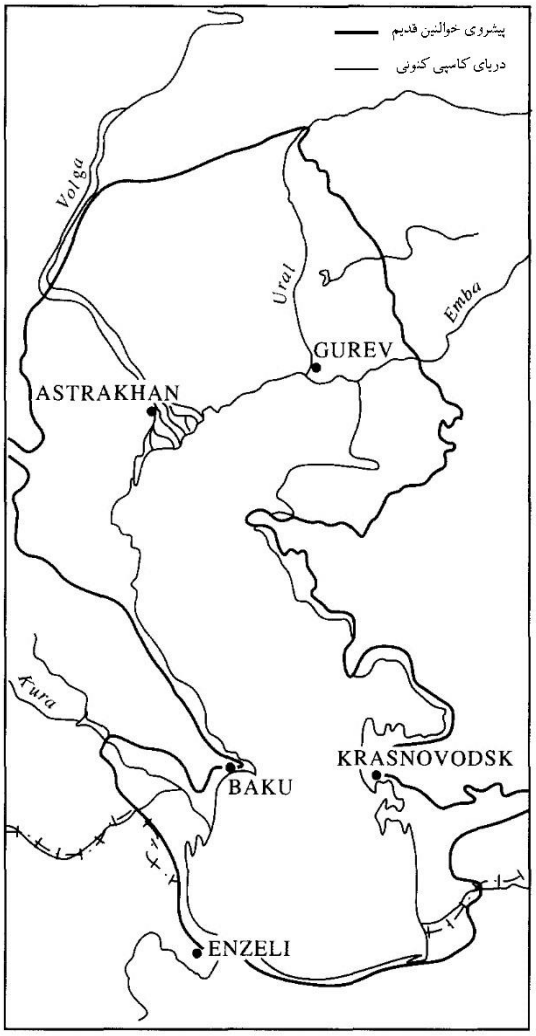
۱۳ گرماتابی (Thermoluminescence) روشی برای سن‌سنجی است که در آن انرژی ناشی از تابش الکترومغناطیسی یا دیگر تابش‌های یونندهٔ که در ماده ذخیره شده است در اثر گرم کردن ماده بازتابیده می‌شود.

۱۴ تاریخ‌گذاری اورانیوم/توریوم (Uranium/Thorium) یک روش تحلیلی است که برای تاریخ‌گذاری نمونه‌های حاوی کربنات کلسیم از جمله رسوبات غارها، سنگ‌ها، مرجان‌ها، صدف‌ها (و در برخی موارد استخوان‌ها) استفاده می‌شود.

۱۵ سالیابی تشدید اسپین الکترونی از آسیب ناشی از رادیواکتیویته در یک ماده برای تعیین سن استفاده می‌کند.

16 Briansk interstadial

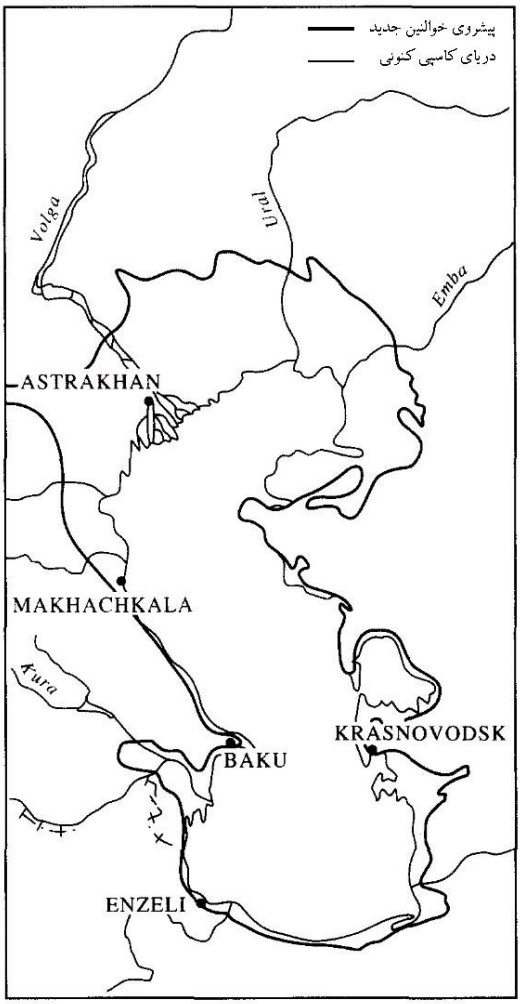
برای آغاز خوالنین پسین بازه زمانی ۱۷ تا ۱۶ هزار سال پیش پیشنهادشده و حداکثر ارتفاع دریا در این پیشروی ۰ تا ۲- متر بوده است (Mamedov, 1997). سن سنجی کربن ۱۴ برای نهشته‌های خوالنین قدیم بازه زمانی ۳۶ تا ۲۰ هزار سال قبل (۳۱ تا ۱۷ هزار سال قبل کالیبره شده) و برای خوالنین جدید، محدوده ۱۸ تا ۱۲ هزار سال قبل (۱۶ تا ۱۱ هزار سال قبل کالیبره شده) را ارائه کرده است (Bezrodnykh, 2016).



شکل ٤: دریای کاسپی در پیشروی خوالنین قدیم (Mamedov, 1997: fig.1)

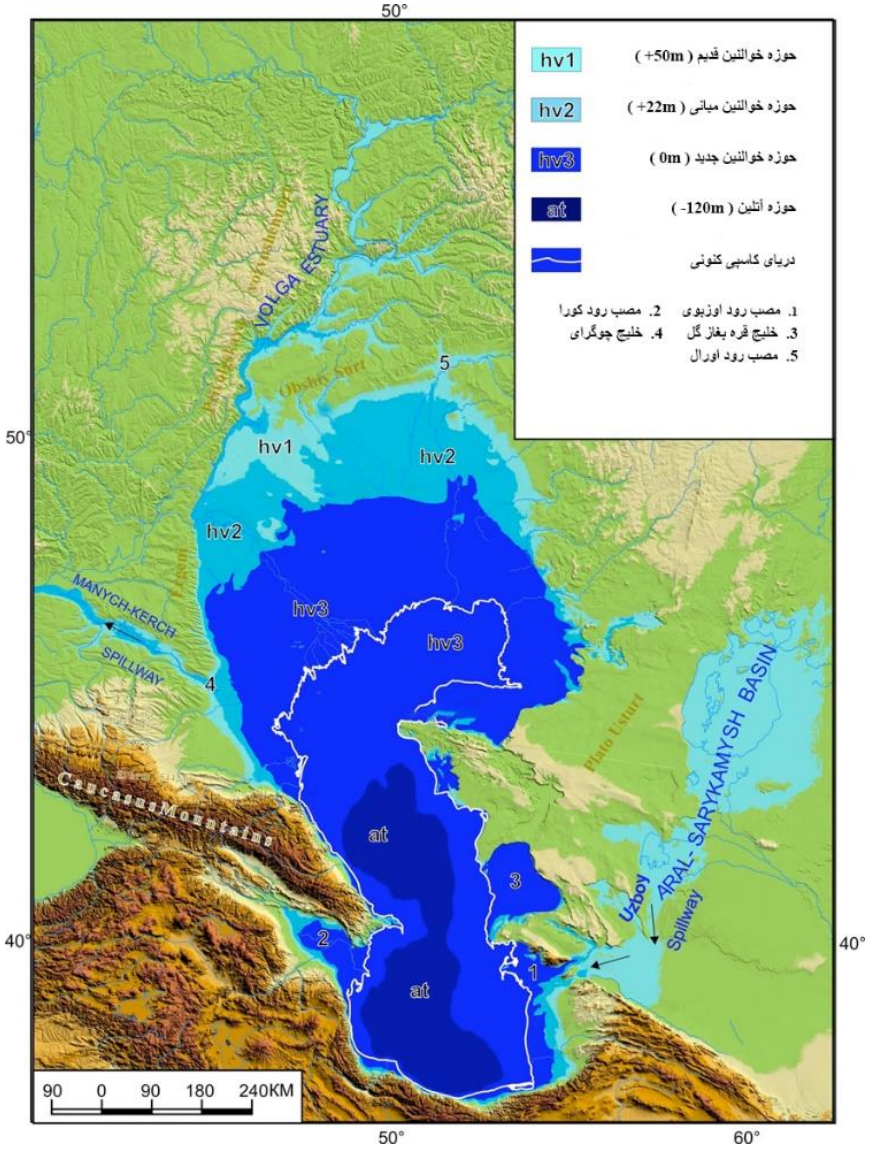
مراحل اولیه پیشروی خوالنین با دوره گرم والدای[17] در حدود ۳۰ هزار سال پیش همراه بود. در این دوره، ذوب یخچال‌های طبیعی خیلی سریع رخ داد و یکی از دلایل پیشروی خوالنین تا ارتفاع ۳۵+ و ۲۲+ متر در ۱۶ تا ۱۴ هزار سال قبل شد (Arsalanov et al., 2015). مطالعات مغزه گیری خلیج گرگان نیز نشان‌دهنده افزایش بارندگی در منطقه جنوب شرق دریای مازندران است که احتمالاً به افزایش ذوب یخ‌ها و ورود آب شیرین فراوان به حوضه کاسپی منجر شده است. شکل‌گیری رخساره‌های سیلتی و سیلت ماسه‌ای گواهی بر افزایش نسبتاً زیاد سطح دریا در بخش‌های انتهایی آخرین اوج یخبندان (احتمالاً خوالنین) است (باقری و امینی، ۱۳۹۹). برخی دیگر، افزایش عرضه آب ولگا به‌عنوان مهم‌ترین رود ورودی به دریای کاسپی را عامل اصلی پیشروی خوالنین دانسته‌اند (Sidorchuk et al., 2000). رودخانه باستانی آمودریا که بعدها به سمت دریای آرال تغییر مسیر داد از دیگر دلایلی است که برای پیشروی خوالنین معرفی‌شده است (Fronesky et al., 1999). خوالنین اولیه با پس‌روی انوتائوکا به پایان رسید. احتمالاً شرایط سرد و خشک دریاس قدیم منجر به این پس‌روی شد. بر اساس داده‌های گرده‌شناسی، شرایط آب‌وهوایی سرد و خشک در این دوره حاکم بود (Sorokin, 2011). واسیلیف، پیش‌روی‌های خوالنین قدیم و جدید را با پس‌روی التون از یکدیگر جدا می‌کند (Vasiliev, 1961). مایف، پس‌روی انوتائوکا با بیشینه افت تراز آب به‌اندازه ۱۰۵- متر را در پایان خوالنین قدیم و پیش از خوالنین جدید قرار داده است (Maev, 1994). پس‌ازآن، خوالنین جدید با افزایش ارتفاع سطح دریا به ۰ تا ۱۲- متر در ۱۴ تا ۱۲ هزار سال قبل به وقوع پیوست (تصویر ۵) (Arsalanov et al., 2015).

[17] Valdai period



شکل ۵: دریای کاسپی در پیشروی خوالنین جدید (Mamedov, 1997: fig.3)

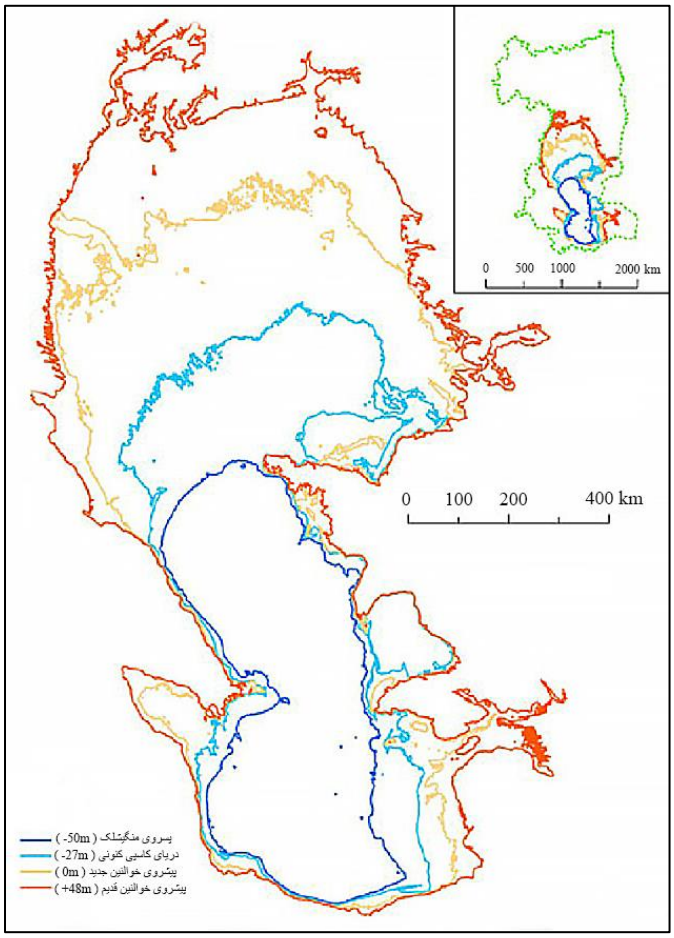
بر اساس تاریخ‌گذاری کربن ۱۴، اوج پیشروی خوالنین جدید در یخبندان جدید/ دریاس قدیم و میانی و بولینگ رخداده است (Svitoch, 2009) و طی آن، حجم ورودی آب رودخانه‌ها به دریای کاسپی حدود ۶درصد افزایش‌یافته بود (Kislov, 2010). اگرچه پیشروی خوالنین جدید با افزایش چشم‌گیر سطح آب دریای کاسپی همراه بود، اما به سطح ارتفاع خوالنین اولیه نرسید (تصویر ۶). مساحت دریای کاسپی در خوالنین قدیم، ۹۵۲۰۰۰ کیلومترمربع و در خوالنین جدید ۷۰۶۶۹۹ کیلومترمربع برآورد شده است (Dolukhanov et al., 2009).



شکل ٦: دریای کاسپی در پیشروی‌های خوالنین (Dolukhanov, 2009: fig.14 با تغییرات)

پیشروی خوالنین جدید با پس‌روی منگیشلک دنبال شد که نخستین بار توسط ژوکوف (Zhukov) در سال ۱۹۴۵ مطرح شد (Zhukov, 1945). سقوط سطح آب پس از خوالنین جدید، نسبتاً سریع رخ داد؛ حدوداً ۱۰ الی ۱۵ متر در طی چند قرن و رسیدن به سطح ۱۳- متر (تصویر ۷). پس‌ازآن افت سطح دریا، هموارتر شد (Mamedov, 1997). علت این پس‌روی، آب‌وهوای سرد دوره دریاس جوان و به دنبال آن، کاهش آب حاصل از ذوب یخچال‌ها عنوان‌شده است (Arsalonov, 2015 ; Mayev, 2010). علاوه بر این، تغییر جهت رودخانه باستانی آمودریا به سمت دریای آرال نیز سبب افت تراز آب دریای کاسپی شده است (Leroy et al., 2014; Rahimzadeh et al., 2019).

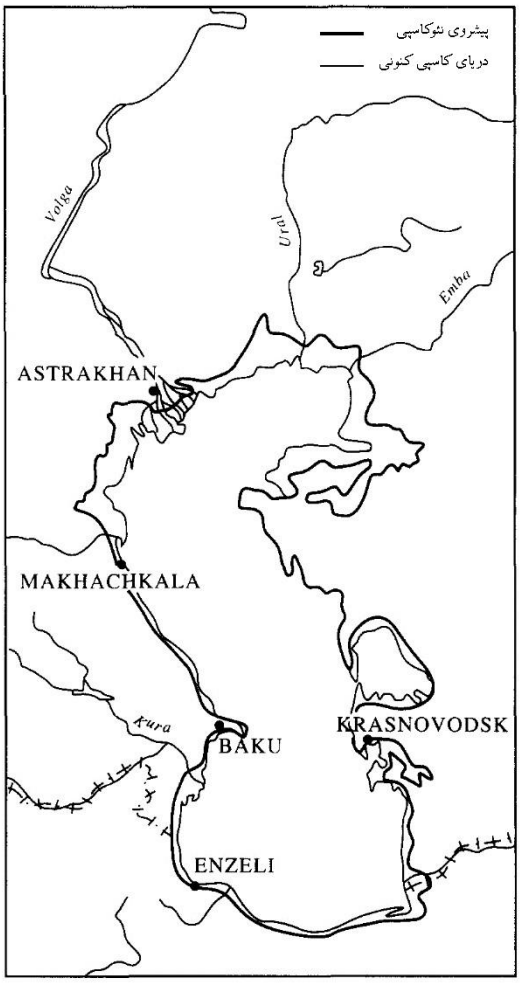
پس‌روی دریای کاسپی همراه با کاهش رواناب رودخانه‌ها مطابقت داشته و در طول دوره آب‌وهوایی سرد و خشک دریاس جوان، حجم آب ورودی رودخانه‌ها در مقایسه با امروز ۱۲٪ کاهش داشته است (Kislov, 2010). مقادیر متفاوتی از پس‌روی سطح دریا به همراه بازه‌های زمانی مختلف برای این دوره عنوان‌شده است. کاکرودی و همکارانش، همچون ریشاگوف (Rychagov, 1997)، پس‌روی منگیشلک را در مرز بین پلیئستوسن و هولوسن قرار داده‌اند و تراز آب پایین‌تر از ۵۳ متر از سطح اقیانوس‌ها را برای آن پیشنهاد کرده‌اند (Kakroodi et al., 2015). ارسلانف کاهش سطح آب به ۷۰- متر، در بازه زمانی ۱۶ تا ۱۰ هزار سال قبل، هم‌زمان با دوره دریاس کهن را به‌عنوان پس‌روی منگیشلک معرفی می‌کند (Arsalanov et al., 2015). بر اساس تاریخ‌گذاری‌های کربن ۱۴، آغاز نهشته‌های منگیشلک در اواسط دوره دریاس جوان نیز دانسته شده و محدوده ۱۱۹۰۰ تا ۱۰۵۰۰ سال قبل برای آن ارائه گردیده است؛ به‌علاوه، سطح دریای کاسپی در این پس‌روی به حدود ۸۰ متر پایین‌تر از سطح آب‌های آزاد یعنی در حدود ۵۰ متر پایین‌تر از سطح کنونی دریا رسیده بود (Bezrodnykh, 2016). لروی و همکارانش منگیشلک را در بازه زمانی ۱۱۵۰۰ تا ۱۰۵۰۰ سال قبل قرار داده‌اند. (Leroy et al, 2019, Fig. 6)؛ از طرفی، بازه زمانی ۱۰۲۰۰–۹۷۳۷ سال قبل نیز برای این دوره که سطح آب دریا ۳۴.۶۱ متر پایین‌تر از سطح آب‌های آزاد بوده، پیشنهادشده است (Kakroodi, 2012). در این دوره، شرایط اقلیمی قاره‌ای حاکم بوده و آب‌وهوا نسبت به دوران پیشین، خشک و احتمالاً سردتر بوده است (Arsalanov, 2015; Bezrodaykh, 2016).



شکل ۷: دریای کاسپی در پس‌روی منگیشلاک (Kislov et al., 2012: fig.4 با تغییرات)

در آغاز هولوسن با بهبود وضعیت آب‌وهوایی، سطح دریای کاسپی با افزایش تدریجی همراه بود. این پدیده که با عنوان پیشروی نئوکاسپی شناخته می‌شود در چند مرحله رخ داد و یک مجموعه نوسانات کوچک را به وجود آورد (Rahimzadeh et al., 2019). علاوه بر تغییرات آب‌وهوایی اوایل هولوسن، عرضه حجم زیاد آب شیرین حاصل از ذوب یخچال‌ها از ۱۰۵۹۰ تا ۷۷۱۰ سال قبل بر این افزایش تدریجی سطح آب اثرگذار بوده است (Kakroodi et al., 2015). دریای کاسپی در حدفاصل ۱۰۵۹۰ تا ۸۴۰۰ سال قبل در بیشینه ارتفاع خود قرار داشت (تصویر ۸) و این امر در پوشش گیاهی مطلوب این دوره نیز مشاهده می‌شود (Kakroodi et al., 2015). روند افزایش سطح دریا در یک بازه تقریباً ۲۰۰۰ ساله، احتمالاً با پدیده آب‌وهوایی سرد و خشک ۸۲۰۰ سال قبل همراه گردید. در فاصله ۱۰۲۰۰ تا ۹۷۳۷ سال پیش، سطح دریای کاسپی تا ارتفاع ۳۴/۶۱- متر بالا آمد اما از ۸۴۰۰ سال قبل، کاهش سطح آب آغاز شد و در ۷۷۱۰ سال پیش، تراز آب به ۴۲ متر زیر سطح اقیانوس‌ها رسید (Kakroodi et al., 2015; Kakroodi et al., 2012). هولوسن میانی با تغییر از شرایط خشک به دوره گرم‌تر و مرطوب‌تر همراه بود (Rahimzadeh et al., 2019). افزایش میزان

رطوبت در منطقه پس از رویداد ۸۲۰۰ سال قبل مشاهده‌شده است (Leroy et al., 2019). سطح دریا در ۵۰± ۷۲۴۸ سال قبل به‌سرعت افزایش یافت و به ۲۰- متر رسید (Rychagov, 1997). محیط دریایی کم‌عمق که به‌موازات افزایش سطح دریا شکل گرفت، زیستگاه مناسب تالابی شکل را به وجود آورد.

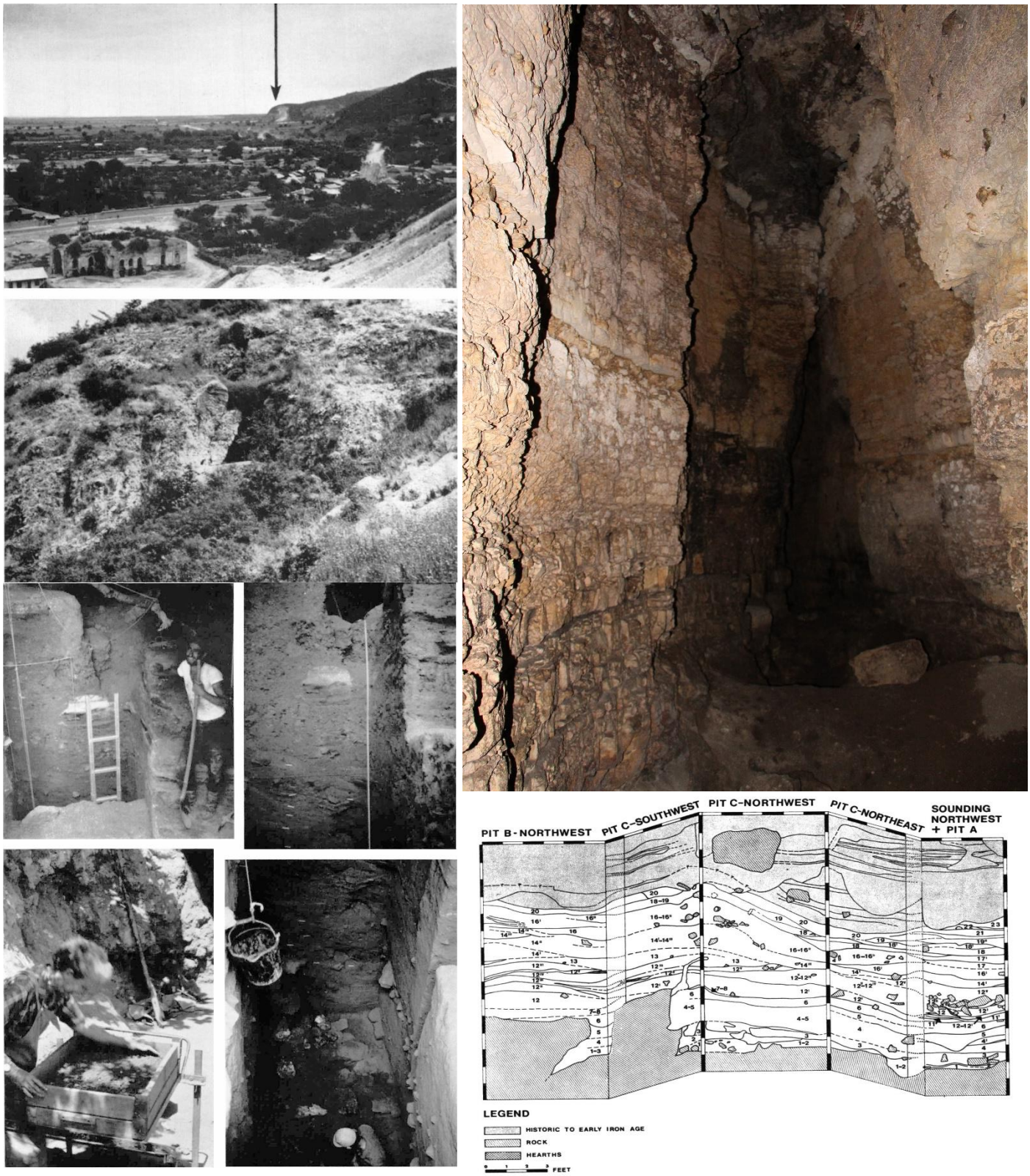


شکل ۸: دریای کاسپی در پیشروی نئوکاسپی (Mamedov, 1997: fig.5)

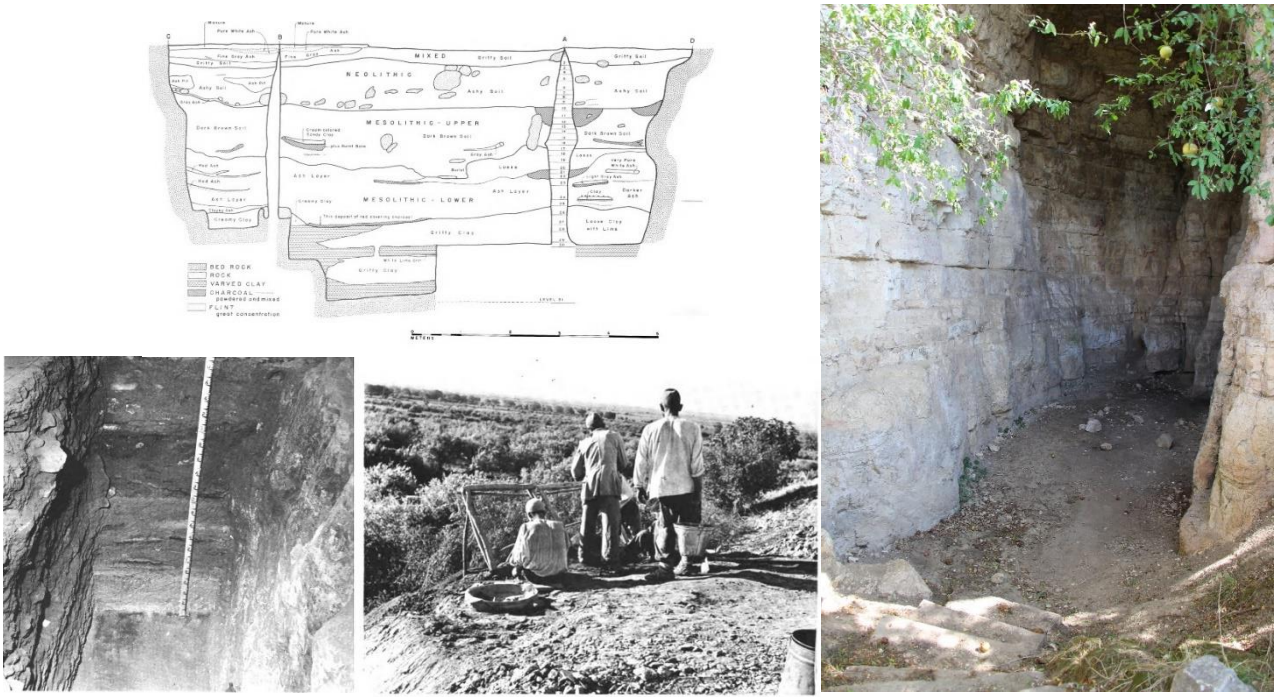
بحث و نتایج

درزمینهٔ دیرین اقلیم منطقه دریای کاسپی، از دو دهه گذشته مطالعاتی در بخش سواحل جنوبی آغاز شد و پژوهش‌هایی از طریق مغزه گیری، بررسی‌های ژئومورفولوژی و مطالعات دیرین-خاک‌شناسی انجام شد. تغییر شرایط اقلیمی و پیشروی و پسروی مکرر آب دریای کاسپی، از طریق جنبه‌های گوناگون بر زندگی ساکنان این منطقه اثرگذار

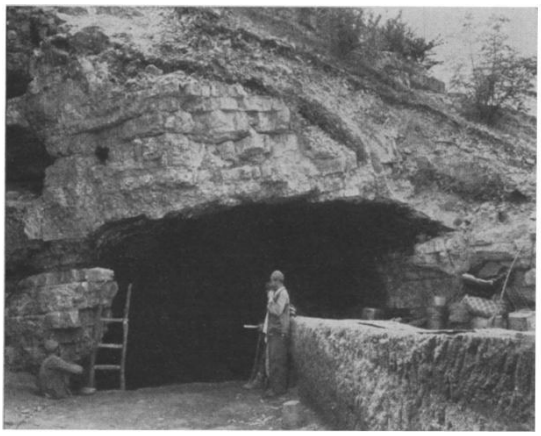
بوده و در پژوهش‌های باستان‌شناسی حائز اهمیت است. کوون در بررسی بقایای جانوری به‌دست‌آمده از غار هوتو، با تقسیم گونه‌های جانوری در دسته‌های جانوران مرطوب‌زی، جانوران خشک‌زی و جانورانی که در هر دو نوع آب‌وهوا می‌توانستند حضور داشته باشند، اینگونه استدلال می‌کند که غار برای نخستین‌بار در دوره آب‌وهوایی مرطوب اشغال شده است. پس از آن، با توجه به افزایش شمار جانوران خشک‌زی، شرایط آب‌وهوایی خشک‌تر شد و پس از آن با سه بازگشت به شرایط خشک‌تر، بیان می‌کند که مجدداً شرایط مرطوب، بر این منطقه حاکم گردید (Coon, 1952). پس از کوون، مک‌برنی در مقایسه بقایای جانوری غار اَل‌تپه (تصویر ۹) با یافته‌های حاصل از غارهای کمربند (تصویر ۱۰) و هوتو (تصویر ۱۱)، به بیان چگونگی ارتباط بین معیشت ساکنان این محوطه‌ها و گستردگی دشت ساحلی دریای کاسپی می‌پردازد. مک‌برنی اینطور نتیجه می‌گیرد که به هنگام بالابودن سطح آب دریا و باریک‌شدن دشت ساحلی، شکارچیان دوره میان‌سنگی به شکار فُک و گوزن می‌پرداختند. اما در هنگام پس‌روی آب دریا و گسترده‌شدن دشت ساحلی، ساکنان به شکار طیف وسیعی از گونه‌های حیوانی ازجمله گاو وحشی، گورخر، گراز، غزال ، گوسفند و بز را پرداختند (McBurney, 1968). علاوه بر آن با بررسی و مطالعه میکروسکوپی ۱۶۶ قطعه زغال بدست آمده از کاوش مک‌برنی در غار ال‌تپه مشخص شده است که بیش‌تر بقایای زغالی متعلق به ساختار گیاهان استپ–جنگلی بوده و پس از آن گیاهان آب‌دوست، بیش‌ترین فراوانی را دارند. بر این اساس، در دوره میان‌سنگی در این منطقه، شرایط محیطی مرطوب و شرایط اقلیمی نسبتا گرم حاکم بوده است (شیرازی، ۱۳۹۶). علی‌رغم اینکه نمونه‌های موردمطالعه دارای شماره و به تفکیک لایه‌ها انتخاب شده (شیرازی، ۱۳۹۶، جدول ۱) اما در بخش "گونه‌های شناسایی‌شده" مقاله مشخص نیست که گیاهان معرفی‌شده از کدام نمونه و یا کدام لایه هستند؛ بنابراین اطلاعات دقیقی از فراوانی گیاهان در هر کدام از دوره‌های آب‌وهوایی حاصل نمی‌شود. مطالعه الگوهای معیشتی غار کمیشان در انطباق با تغییرات زیست‌محیطی اطراف غار نشان می‌دهد که غار کمیشان در نخستین مراحل طی دوره آب‌وهوایی نسبتاً گرم و مطلوب مرحله آلرود مورد سکونت قرارگرفته است؛ اما به نظر می‌رسد در لایه‌های فوقانی، شرایط آب‌وهوایی سرد دریاس جوان حاکم بوده است. بر اساس مقایسه تاریخگذاری مطلق نهشته‌های غار کمیشان (تصویر ۱۲) و بازه زمانی دریاس جوان، غار کمیشان حداقل در ۲۰۰ سال نخست دریاس جوان مورد سکونت قرارگرفته است (نیکزاد، ۱۳۹۶).

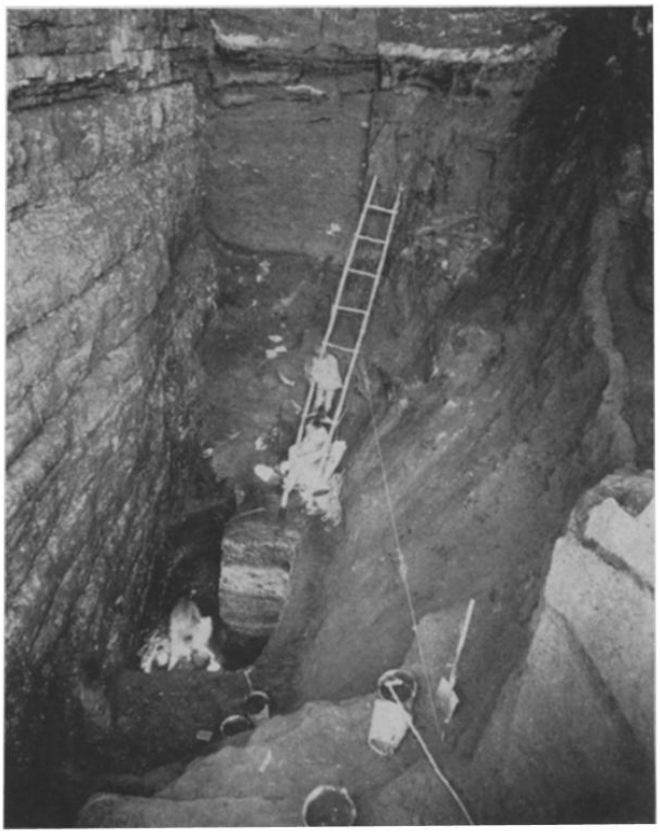


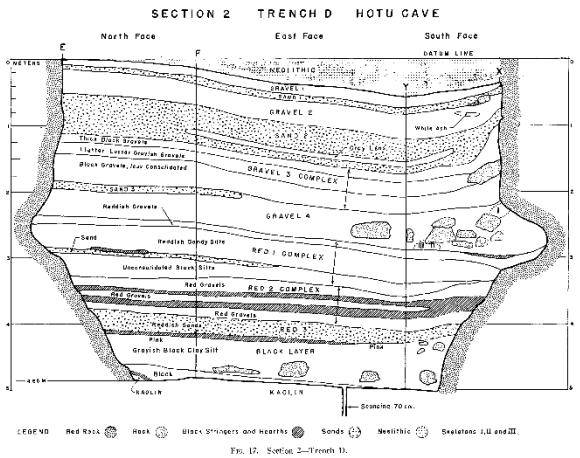
شکل ۹: نمای امروزی غار ال‌تپه (نگارندگان)، کاوش غار ال‌تپه در سال ۱۹۶۴-۱۹۶۳ میلادی (McBurney, 1968)



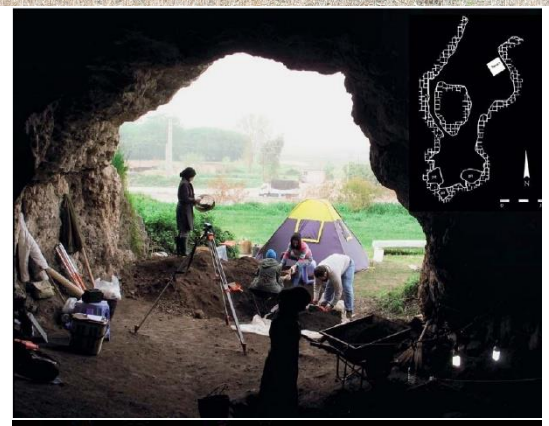
شکل ۱۰: نمای امروزی غار کمربند (نگارندگان)، کاوش غار کمربند در سال ۱۹۴۹ میلادی (Coon, 1951)

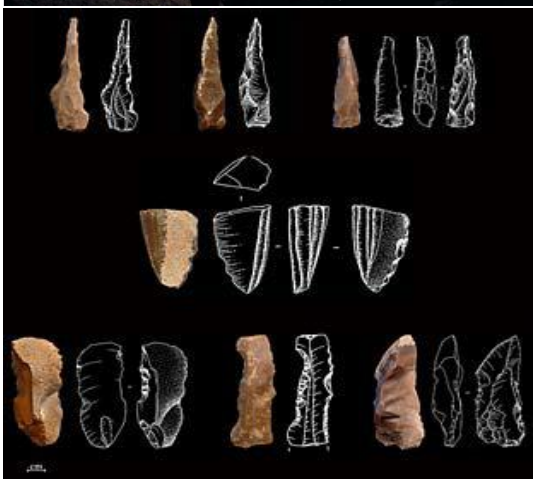


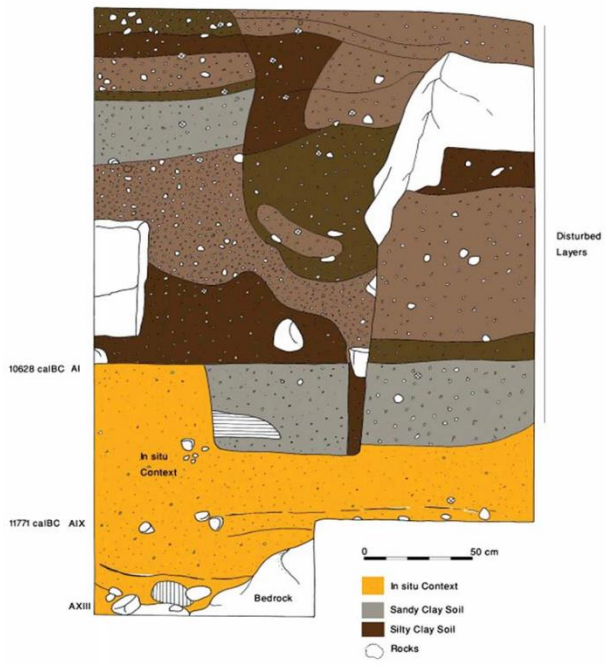




شکل ۱۱: نمای امروزی غار هوتو (نگارندگان)، کاوش غار هوتو در سال ۱۹۵۱ میلادی (Coon, 1952)







شکل ۱۲: نمای امروزی غار کمیشان (نگارندگان) و کاوش و یافته‌های سنگی آن در سال ۱۳۸۸ (Vahdati Nasab et al., 2011)

ملاحظه می‌شود که استدلال‌های اصلی در زمینه دیرین اقلیم منطقه جنوب‌شرق دریای کاسپی بر مبنای گونه‌های بقایای جانوری بدست آمده از کاوش، بنا شده است. به‌طورکلی، قدیمی‌ترین استقرارهای میان‌سنگی منطقه که لایه‌های میان‌سنگی قدیم غار کمربند و نهشته‌های تحتانی غار هوتو و لایه‌های تحتانی غار کمیشان (با تاریخگذاری مطلق ۱۱۷۷۱ کالیبره شده ق.م) را در بر می‌گیرد، در بازه زمانی حدودا بین ۱۵۰۰۰ تا ۱۳۰۰۰ سال قبل قرار می‌گیرد؛ از منظر دیرین اقلیم در این دوره، نوسان گرم و مرطوب آلرود حاکم بود که سبب افزایش دما و بهبود شرایط آب‌وهوایی می‌شود و این در رشد گیاهان بوته‌ای و درختچه‌ای و گونه‌های گرم‌زی نمود داشته است و دریای کاسپی نیز در مرحله پیشروی گسترده خوالنین جدید قرار داشت. کوون از این دوره در لایه‌های باستان‌شناسی به‌عنوان شکارگران فُک نام می‌برد (Coon, 1952)؛ در این زمان، دشت ساحلی احتمالاً بسیار باریک بوده و همین امر صید فُک از دریا را ممکن و انتقال آن از کرانه‌های ساحلی تا غار را تسهیل می‌کرده است. از سویی دیگر در این دوره شکار پرندگان به‌عنوان منبع غذایی با فُک رقابت می‌کند. اگرچه کوون گونه‌های پرندگان را مشخصاً معرفی نمی‌کند اما این احتمال را مطرح می‌کند که بیشتر آن‌ها بزرگ و از گونه‌های آبزی بوده‌اند (Coon, 1951). در لایه‌های تحتانی غار هوتو پرندگانی از خانواده کبک، کبوتر و توکا معرف زیست‌بوم درخت‌زار و بوته‌زار در لایه‌های آغازین میان‌سنگی هستند. پس از آن، مرحله سرد و خشک دریاس جوان آغاز شد که پدیده‌ای نسبتاً فراگیر بود. این مرحله اقلیمی که بازه زمانی ۱۲۸۰۰ تا ۱۱۵۵۰ سال پیش را در بر می‌گیرد، احتمالاً در منطقه جنوب‌شرق دریای کاسپی، تأثیرات شدیدی نداشته و جوامع شکارورز – گردآورنده این منطقه، بدون آنکه دچار فشار منابع با اهمیت یا کاهش جمعیت روبرو شوند، توانستند به‌طور فزاینده‌ای به منابع گیاهی و حیوانی در زیست‌محیط‌های متعدد در نقطه تلاقی دشت ساحلی جنوب دریای کاسپی و کوهپایه‌های البرز دسترسی داشته باشند (Leroy et al., 2019). این دوره با لایه‌های تحتانی موسوم به میان‌سنگی غزال در غار کمربند، لایه‌های تحتانی موسوم به میان‌سنگی جوندگان در غار هوتو (نهشته‌های فوقانی ترانشه D)، لایه‌های فوقانی نهشته‌های برجای غار کمیشان و لایه‌های تحتانی غار ال‌تپه (مرحله I تا IVb) و قدیمی‌ترین لایه‌های قابل تاریخگذاری در دوره میان‌سنگی محوطه کمیشانی (۱۱۲۰۰ سال قبل) تقریباً در یک محدوده زمانی واقع‌شده‌اند. دریای کاسپی در این مرحله در پس‌روی موسوم به منگیشلک (آغاز پس‌روی در حدود ۱۱۹۰۰ سال قبل) قرار داشت. فقدان فک، افزایش و تمرکز بر غزال، فراوانی پستانداران کوچک همچون موش و خرگوش و شواهد حضور بز و گوسفند در میان بقایای جانوری، نشان‌دهنده طیف گسترده رژیم غذایی ساکنان این مناطق و وابستگی کم‌تر به منابع دریایی در دوران پس‌روی آب دریاست. وجود دو پرنده باقرقره شکم سیاه[18] و کبک خاکستری[19] در غار کمیشان به محیط استپی منسوب شده‌اند که می‌تواند معرف دوره آب‌وهوایی سرد و خشک دریاس جوان باشد (Vahdati et al., 2020).

[18] Black-bellied Sand Grouse (Pterocles Orientalis)
[19] Grey Partridge

اگرچه مک‌برنی لایه‌های استقراری غار ال‌تپه را بر اساس میزان فراوانی بقایای استخوان جانوری و متناسب با تاریخ‌های مطلق نهشته‌ها، به مراحل یخبندان/میان یخبندانی نسبت می‌دهد، اما درنظر گرفتن بازه‌های زمانی کوتاه‌مدت چند صدساله برای هر کدام از این دوره‌ها و نوسان دریای کاسپی در این بازه‌های زمانی چندان متناسب با واقعیت به نظر نمی‌رسد. بر اساس تاریخ‌گذاری مک‌برنی، آغاز استقرار در غار ال‌تپه تقریبا همزمان با آغاز نوسان سرد و خشک دریاس جوان بوده که تا گرم‌شدن هوا در آغاز هولوسن ادامه داشته است. البته تاریخگذاری جدید و کالیبره شده از بقایای زغال، این تاریخ را تا ۱۳۰۰۰ سال قبل (Harris, 2010) و انتهای دوره پیشروی گسترده خوالنین عقب می‌برد. در مجموعه جانوری غار ال‌تپه در مرحله I، III و IVb عنصر غالب غزال بوده اما در مرحله II و IVa کاهش غزال و افزایش چشمگیر فُک مشاهده‌شده است (Mc Burney, 1968). تغییرات غلبه غزال و فُک در دوره‌های مختلف استقراری می‌تواند نشان‌دهنده تغییرات اقلیمی و پیشروی و پس‌روی آب دریا باشد اما تاریخ‌گذاری‌های انجام‌شده در رابطه با مراحل استقراری با نوسانات اقلیمی و دریایی منطبق نیست. هولوسن قدیم که ۱۰۶۰۰ سال پیش آغاز شد با افزایش سطح آب دریا طی پیشروی موسوم به نئوکاسپی (۸۴۰۰ – ۱۰۵۹۰ سال قبل) همراه بود. این مرحله، فوقانی‌ترین لایه‌های میان‌سنگی غزال در غار کمربند، لایه‌های فوقانی میان‌سنگی جوندگان و لایه‌های تحتانی دوره نوسنگی بی‌سفال[20] در غار هوتو، فوقانی‌ترین لایه شناسایی‌شده در غار ال‌تپه و لایه‌های میان‌سنگی در محوطه کمیشانی است. این دوره، واپسین مرحله از فراوانی شکار غزال در میان سایر جانوران بوده و در مقابل بر شدت و اهمیت بز و گوسفند به‌عنوان یکی از منابع مهم شکار افزوده شد. علاوه بر این وجود دو پرنده لک‌لک گرمسیری[21] از لایه‌های ۱–۴ مربع D و لک‌لک بزرگ سفید[22] از لایه‌های ۳–۶ مربع A نشان‌دهنده محیط تالابی و باتلاقی است که می‌تواند نشان‌دهنده دوره آب‌وهوای گرم و مرطوب باشد (Vahdati Nasab et al., 2020). مجموعه جانوری لایه‌های میان‌سنگی محوطه کمیشانی با تاریخ‌گذاری ۱۰۶۰۰ سال قبل شامل بقایای گوسفند، بز، خوک و پرندگان است (Leroy et al., 2019: T2). از سویی دیگر در کنار فراوانی غزال در لایه‌های موسوم به میان‌سنگی غزال در نهشته‌های غار کمربند، از لایه‌های ۱۶ و ۱۷ اولین شواهد حضور بز و گوسفند دیده می‌شود که تا پایان توالی به‌صورت یکنواخت ادامه می‌یابد اما در دوره نوسنگی با کاهش چشمگیر فراوانی غزال، بر شدت و اهمیت آن‌ها افزوده می‌شود (Coon, 1951). اینکه پس‌روی آب دریای کاسپی در این دوره موجب خروج جوامع از غار و ورود آنها به درون دشت و در ادامه اهلی‌سازی جانورانی چون بز و گوسفند شده (رمضان‌پور و دیگران، ۱۳۹۲) فرضیه‌ای است که بر اساس داده‌های بررسی سطحی و شناسایی محوطه‌های دوره نوسنگی باسفال ارائه‌شده است. صرفا یک بررسی سطحی باستان‌شناسی نمی‌تواند این تغییر بزرگ در شیوه معیشت را نشان دهد (اسدی اُجایی و عباس‌نژاد سرستی، ۱۳۹۸).

[20] Sub Neolithic
[21] Sacred Ibis
[22] Great White Stork

بر مبنای داده‌های فعلی، تاریخ دوره نوسنگی باسفال از ۸۶۰۰ سال قبل و تقریباً با رویداد پس‌روی دریا در ۸۴۰۰ سال قبل همزمان است (Kakroodi et al., 2015; Kakroodi, 2012)، درحالی‌که پس‌روی منگیشلک با اواخر میان–سنگی قدیم و بخشی از میان‌سنگی جدید هم‌زمان است. هنوز هیچ داده موثقی از اهلی‌سازی گیاهان و جانوران در این منطقه مشاهده نمی‌شود و تمامی فرضیات وجود گونه‌های اهلی‌شده و نوسنگی‌شدن بر پایه نظریات غیرقابل اعتماد کوون شکل گرفته است و تاکنون توسط تعدادی از محققان نیز بطور جدی زیر سوال رفته است (Harris, 2010; Uerpmann & Frey, 1981; Moor, 2006). با این وجود شواهدی نیز از بهره‌برداری مدیریت‌شده هرچند اندک مشاهده می‌شود؛ در غار کمربند به گفته کوون دسته‌هاون‌ها از لایه‌های ۹، ۱۶، ۲۲ و ۲۵ حضور دارند و نیز دو هاون در لایه‌های ۱۲ و ۱۳ ظاهر می‌شوند که دوره‌های میان‌سنگی و نوسنگی را در بر می‌گیرند (Coon, 1951)؛ همچنین فاضلی نشلی در کاوش محوطه باز کمیشانی (تراس روبروی غار کمیشان) به دسته‌هاون‌ها و هاون‌هایی از دوره‌های میان‌سنگی و نوسنگی و مدیریت شدید برخی از گونه‌های گیاهی وحشی اشاره دارد (فاضلی نشلی و دیگران ۱۳۹۶؛ فاضلی نشلی، ۱۳۹۶). گرگ و اسلاتر نیز با مطالعه ایزوتوپی بر روی ظروف غارهای هوتو و کمربند توانستند مولکول‌های اسید چرب مربوط به فرآورده‌های لبنی و محصولات ثانویه دامی را تشخیص دهند (Gregg and Slater, 2012). جوامع این منطقه با محیطی بسیار غنی و منابع متنوع غذایی روبه‌رو بودند که به نظر می‌رسد با وجود نوسانات آب دریا و تغییرات آب‌وهوایی بخصوص در شرایط سخت دریاس جوان با تغییر در معیشت به امرار معاش می‌پرداختند؛ با این‌حال علی‌رغم اینکه در دوره‌های میان‌سنگی و نوسنگی از گونه‌های وحشی سود می‌جستند اما به نظر می‌رسد نیم‌نگاهی نیز به تولید غذا دارند. به علت کمبود داده‌های مناسب در ارتباط با اهلی‌سازی گونه‌های گیاهی و جانوری تاکنون هیچ فرضیه و نظریه مشخصی را نمی‌توان برای این منطقه متصور شد، با اینحال شواهدی از مدیریت گونه‌های گیاهی و جانوری با توجه به حضور هاون‌ها و دسته‌هاون‌ها، ابزارهای سنگی در ارتباط با بهره‌برداری از گیاهان و نیز سفال‌هایی با آثار و بقایای محصولات دامی این احتمال را قوت می‌بخشد. تولید غذا در سطح پایین[۲۳] مدلی است که به احتمال، برای این منطقه در حال حاضر مناسب است. این مدل، جوامعی را توصیف می‌کند که نه شکارچی–گردآورنده کلاسیک هستند و نه جوامع نوسنگی‌شده وابسته به گونه‌های اهلی؛ آنها را افراد سرزمین میانی[۲۴] معرفی می‌کند (Smith, 2001). این جوامع طیف وسیعی از منابع غذایی وحشی را استفاده می‌کنند و در عین حال برخی از گونه‌ها را بیشتر از دیگران مدیریت می‌کنند اما نه به اندازه‌ای که در رخمون ژنتیکی آنها تغییر ایجاد کند و اهلی شوند. با تمام این احوال هنوز اطلاعات ما از داده‌های باستان‌شناختی بخصوص در دشت ناقص است و نیز هنوز مسائل مهمی در تطبیق تغییرات آب‌وهوایی و معیشتی وجود دارد (جدول ۲).

[23] Low-Level Food Production
[24] Middle Ground People

جدول ۲: تطبیق دوره‌های باستان‌شناختی و پیشروی و پسروی‌های آب دریا

زمین‌شناسی دوره	دوره باستان‌شناسی		تغییرات آب دریای کاسپی		دوره آب‌وهوایی
	دوره	بازه زمانی (قبل از حال)	دوره	بازه زمانی (قبل از حال)	
هولوسن	نوسنگی باسفال	۸۶۱۰ – ۷۶۴۰ (Belt cave) (Thornton, 2013)	افت تراز آب در ارتباط با پدیده ۸۲۰۰ سال قبل	۸۴۰۰ سال قبل	هولوسن
	نوسنگی پیش از سفال	۹۵۰۰ – ۸۰۵۰ (Belt cave) (Thornton, 2013)	پیشروی نئوکاسپی	۱۰۵۹۰ – ۸۴۰۰ (Kakroodi et al., 2015)	
	میان‌سنگی جدید (غزال)	۱۱۱۵۵ – ۹۵۷۰ (Belt cave) Gregg & Thornton: 2012.) (T. 2			
پلئیستوسن			پس‌روی منگیشلک	۱۱۹۰۰ – ۱۰۵۰۰ (Bezrodnykh, 2016)	دریاس جوان (۱۲۸۰۰ – ۱۱۵۵۰)
	میان‌سنگی قدیم (فک)	۱۵۲۱۰ – ۱۳۰۰۰ (Belt cave) ۱۵۹۲۰ – ۱۳۳۵۰ (Hotu cave) Gregg & Thornton: 2012.) (T. 2,3			
			پیشروی خوالنین	۱۸۰۰۰ – ۱۲۰۰۰ (Bezrodnykh, 2016)	آلرود دریاس قدیم بولینگ

نتیجه‌گیری

شناخت وضعیت اقلیمی و شرایط زیست–محیطی گذشته همواره از اهمیت زیادی در بازسازی نحوه شکل–گیری استقرارها و جوامع انسانی و شیوه معیشت آنها برخوردار بوده است و این مهم در منطقه جنوب شرق دریای کاسپی به دلیل اثرگذاری بر نوسان آب دریا و پیشروی‌ها و پسروی‌های مکرر اهمیتی دوچندان می‌یابد. قدیمی‌ترین استقرارهای میان‌سنگی شناخته‌شده منطقه در دوره‌ای شکل گرفت که بر اساس داده‌های دیرین اقلیم، دریای کاسپی در پیشروی خوالنین قرار داشت. باریک‌بودن دشت ساحلی مقابل محوطه‌های استقراری می‌تواند شکار فک و انتقال آن به محوطه‌ها را در بازه‌ای از زمان که کوون از آن به‌عنوان شکارگران فک در لایه‌های تحتانی غار کمربند یاد می‌کند و همچنین حضور بقایای پرندگان آبزی را تایید کند. پس‌روی منگیشلک در ۱۱۹۰۰ سال قبل، اگرچه در اواسط دوره دریاس جوان و در شرایط آب‌وهوایی خشک‌تر و احتمالاً سردتر نسبت به دوره پیشین رخداده است، اما در منطقه جنوب شرقی دریای کاسپی با کاهش اندکی از پوشش درختی همراه بود که این امر شرایط نسبتا مناسبی را برای

گونه‌های پستانداران و سکونت انسان‌ها دربرداشت. طیف گسترده منابع غذایی جانوری شامل پستانداران متوسط‌جثه همچون غزال، بز و گوسفند و جانوران کوچک‌جثه مانند موش و خرگوش و سایر جوندگان و وابستگی کمتر به منابع دریایی در دوره میان‌سنگی جدید نشان‌دهنده پس‌روی دریا در این دوره است که در مجموعه جانوری محوطه‌های استقراری هوتو، کمربند، ال‌تپه و کمیشان دیده می‌شود. بنابراین به نظر نمی‌رسد تغییرات آب‌وهوایی و پیشروی و پسروی‌های متناوب دریای کاسپی در پایان پلیئستوسن و آغاز هولوسن، تاثیر زیادی بر استقرار جوامع ساکن در این منطقه داشته باشد. سخت‌ترین شرایط متصور آب‌وهوایی که همان درياس جوان بوده است، با طیف گسترده‌ای از منابع غذایی موجود در دشت و دامنه‌ها و منابع غیردریایی سپری شده است. بر اساس شواهد باستان‌شناسی، ساکنین این منطقه به دلیل برخورداری از زیست–محیط غنی، با تغییر در شیوه معیشت با شرایط محیطی انطباق یافته بودند. فوقانی‌ترین لایه‌های استقراری میان‌سنگی در لایه‌های بالایی میان‌سنگی غزال در غار کمربند، لایه‌های فوقانی میان‌سنگی جوندگان در غار هوتو ، فوقانی‌ترین لایه شناسایی‌شده در غار ال‌تپه و لایه‌های میان‌سنگی در محوطه کمیشانی و تحتانی‌ترین لایه‌های نوسنگی بی‌سفال در غار هوتو با افزایش تدریجی سطح آب دریای کاسپی و پیشروی نئوکاسپی همزمان بود. گرم‌شدن زمین و آغاز هولوسن شرایط زیست–محیطی مطلوبی را برای پوشش گیاهی در پی داشت. از سویی دیگر، اگرچه تحتانی‌ترین لایه‌های نوسنگی همزمان با آخرین مرحله از فراوانی شکار غزال بوده و در مقابل بر شدت و اهمیت بز و گوسفند افزوده گشت، اما شواهدی متقن از اهلی‌سازی گیاهی و جانوری در این لایه‌ها به‌دست نیامده است. آنگونه که به نظر می‌رسد جوامع این منطقه، مردمانی بوده‌اند که به دلیل غنای محیط، نیازی به اهلی‌سازی گونه‌های جانوری و گیاهی نداشتند و معیشت آنها بر استفاده از گونه‌های وحشی متکی بود. اما در مقابل، بر اساس شواهد باستان‌شناسی همچون حضور هاون و دسته هاون، بقایای گونه‌های گیاهی وحشی که به‌عنوان علوفه برای جانوران مورد استفاده قرار می‌گرفت و همچنین آثار فراورده‌های لبنی و محصولات ثانویه دامی، این احتمال مطرح می‌شود که این مردمان به مدیریت سطح پایین و محدود منابع غذایی پرداخته بودند و اولین گام‌ها در زمینه تولید غذا در منطقه جنوب شرق دریای کاسپی از این زمان برداشته شده است.

منابع

ابراهی‌می جمنانی، لی‌لا؛ پسندی، معصومه (۱۳۹۳). بررسی نقش عوامل جغرافی‌ای طبی‌عی در شکل‌گی‌ری و توسعه سکونتگاه–ها (نمونه موردی: شهر کلاردشت). دومی‌ن کنگره تخصصی مدی‌ری‌ت شهری ای‌ران، ۱۳۹۳.

اسدی اُجای‌ی، سی‌د کمال؛ رحمت عباس‌نژاد سرستی (۱۳۹۸). ارزی‌ابی و تحلی‌ل نظری‌ه‌های نوسنگی‌شدن در ای‌ران. اولی‌ن همای‌ش دوسالانه انجمن باستان‌شناسی ای‌ران، انتشارات آری‌ارمنا، تهران، ۱۳–۳۶.

باقری، حسی‌ن؛ امی‌نی، آرش (۱۳۹۹). بازسازی و بررسی تغی‌ی‌رات اقلی‌می اواخر کواترنری پسی‌ن در بخش جنوب شرقی دری‌ای خزر، فصلنامه کواترنری ای‌ران، دوره ۶، شماره ۳، ۴۳۳–۴۴۸.

رستمی، هما؛ عزی‌زی، قاسم؛ بازگی‌ر، سعی‌د؛ دارابی، حجت؛ مقصودی، مهران؛ متی‌وس، راجر (۱۳۹۸). بازسازی اقلی‌م و محی‌ط دی‌ری‌نه زاگرس می‌انی، فصلنامه کواترنری ای‌ران، دوره ۵، شماره ۴، ۴۲۳–۴۴۷.

رستمی‌ان عمران؛ شکی‌با (۱۴۰۰). تحلی‌ل نوسنگی شدن در سرزمی‌ن‌های پست جنوب شرق دری‌ای مازندران (دشت‌های بهشهر و نکا)، پای‌ان‌نامه جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد، دانشگاه مازندران.

رمضان‌پور، حسی‌ن؛ گاراژی‌ان، عمران و ولی پور، حمی‌درضا (۱۳۹۳). نوسنگی و نوسنگی‌شدن در سرزمی‌ن‌های پست شرق مازندران بر اساس بررسی‌های باستان‌شناختی، مجله پژوهش‌های باستان‌شناختی، ای‌ران ، شماره ۴، دوره سوم، ۹۷–۱۱۶.

ری‌حانی‌ان، آنی‌تا (۱۳۸۰). اکوتوری‌سم سبز، تهران: انتشارات سرآمد کاوش.

شی‌خ بی‌کلو اسلام، بابک (۱۳۹۸). تغی‌ی‌رات اقلی‌می ناگهانی هولوسن: تاثی‌ر روی‌دادهای اقلی‌می بر سلامتی، معی‌شت و فرهنگ انسان، کنفرانس بی‌ن المللی تغی‌ی‌ر اقلی‌م، تهران، دانشگاه خوارزمی، ۱۳۹۸.

شی‌رازی، زهره (۱۳۹۶). مطالعات زغال شناسی در غار علی تپه‌ی مازندران: درآمدی بر منابع گی‌اهی در دوران فراپاری‌نه‌سنگی در البرز شرقی، پژوهش‌های باستان‌شناسی ای‌ران، دوره ۸، شماره ۱۸: ۷–۲۴.

عسگری، علی بابا (۱۳۵۰). بهشهر (اشرفالبلاد)، تهران :شرکت سهامی ای‌ران چاپ.

فاضلی نشلی، حسن؛ گرگ، مای‌کل و صفری، مجتبی (۱۳۹۶). گزارش مقدماتی کاوش‌های باستان‌شناسی محوطه آغاز نوسنگی کمی‌شانی. شانزدهمی‌ن گردهمای‌ی سالانه باستان شناسی ای‌ران، ۳۶۱–۳۶۶.

فاضلی نشلی، حسن، (۱۳۹۶). گزارش کاوش تعی‌ی‌ن عرصه و حری‌م محوطه باز کمی‌شانی. مرکز اسناد اداره کل می‌راث فرهنگی، صنای‌ع‌دستی و گردشگری مازندران.

فرجی، عبدالرضا (۱۳۶۶). جغرافی‌ای کامل ای‌ران، تهران: انتشارات علمی و فرهنگی.

محمود زاده، کمال (۱۳۵۰). شناخت دری‌ای مازندران و پی‌رامون آن، تهران، نشر بی‌نا.

مرادی، حلی‌مه (۱۳۸۹). بررسی تغی‌ی‌رات فلورستی‌ک در طول شی‌ب ارتفاعی منطقه جنگلی خی‌رود، نوشهر، پای‌ان‌نامه دکتری در رشته علوم گی‌اهی، دانشگاه تهران.

معتمد، احمد (۱۳۹۰). جغرافی‌ای کواترنر، تهران: انتشارات سمت.

نی‌کزاد، می‌شم (۱۳۹۶). پژوهشـــی در تطور جوامع انســـانی در گذار از می‌ان‌ســـنگی به نوســـنگی در منطقه جنوب‌شـــرق دری‌ای مازندران با تکی‌ه بر کاوش غار کمی‌شان، پای‌ان‌نامه جهت اخذ مدرک دکتری، دانشگاه تربی‌ت مدرس.

Arsalanov, Kh. A., Gerasimova, S. A. & Leontiev, O. K. (1978). On the age of the Pleistocene and Holocene deposite of the Caspian Sea (on the data of radiocarbon and uranium-ionium methods). Bulletin of the commission on the quaternary investigations, 48. pp. 39-48.

Arsalanov, Kh. A., Yanina, T. A., Chepalyga, A. L., Svitoch, A. A., Makshaev, R. R., Maksimov, F. E., Chernov, S. B., Tertychiny, N. I. & Straikova, A. A., (2015). One the age of the Khvalynian deposite of the Caspian Sea coasts according to 14 C and 230 TH/234 U methods, Quaternary International, XXX: pp. 1-7.

Bezrodnykh, Y.P. Sorokin, V.M., (2016). On the age of the Mangyshlakian deposits of the northern Caspian Sea. Quat. Res. 85, 245e254.

Chepalyga, A.L., (2007). The last glacial flood in the Ponto-Caspian basin. In: Yanko-Hombach, v., Gilbert, A.S., Panin, N., Dolukhanov, P.M. (Eds). The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement. Springer, Dordrecht, pp. 119-148.

Coon, C. S., (1951). Cave Explorations in Iran, 1949. Philadelphia: The University Museum, University of Pennsylvania.

Coon, C, S., (1952). Excavations in Hotu Cave, Iran, 1951, a Preliminary Report. Proceedings of the American Philosophical Society, vol. 96, No. 3

Dolukhanov, P.M., Chepalyga, A.L., Shkatova, V.K., & Lavrentiev, N.V., (2009). Late Quaternary Caspian: sea-levels, environments and human settlements. The Open Geography Journal 1, 33–47.

Dolukhanov, P.M., chepalyga, A, l., & lavrentiev, n. v., (2010). The khvalynian transgressions and early human settlement in the Caspian basin, Quaternary International 225, pp. 152-159.

Ferronsky, V.L., Polyakov, V.A., Kuprin, P.N., & Lobov, A.L., (1999). The nature of variations in the level of the Caspian Sea (based on bottom-sediment data). Water Resour. 26, 583-569.

Gregg, M., & Thornton, C., (2012). A preliminary analysis of prehistoric pottery from Carleton Coon's excavations of Hotu and Belt Caves in Northern Iran: implications for future research into the emergence of village life in Western Central Asia, Intl. J. Humanities 19 (3): 56-94.

Gregg, M.W., Slater, G.F. (2012). Isotopic characterization of fatty acids surviving in fired clay and pottery fragments from Mesolithic and Neolithic occupations of hotu and Kamarband caves in northern Iran. University of Pennsylvania Museum Archives.

Harris, D. R., (2010). Origins of agriculture in Western Central Asia, an environmental-archaeological study, Philadelphia: University of Pennsylvania Museum of archaeology and anthropology.

Kakroodi, A. A (2012). Rapid Caspian Sea-level Change and Its Impact on Iranian Coasts. PhD thesis. Delft University of Technology.

Kakroodi, A. A., Leroy, S. A. G., Kroonenberg, S. B., Lahijani, H. A. K., Alimohammadian, H., Boomer, I., & Goorabi, A., (2015). Late Pleistocene and Holocene sea-level change and costal paleoenvironment evolution along the Iranian Caspian shore, Marine Geology, 361.

Kaplin, P. A., Leontiev, O. K., Rychagov, G. L., & Svitoch, A. A., (1977). New data on Pleistocene history of the Caspian Sea. In Quaternary geology. Nauka, Moscow, pp. 217-224.

Kislov, A.V., (2010). Connection of the Caspian Sea level large fluctuation with fluctuations of global climate during late Pleistocene and Holocene. In: The Caspian Region: Environmental Consequences of the Climate Change. Faculty of Geography. Moscow, pp. 138-142.

Kislov, A., Panin, A., Toropov, P., (2012), Palaeostages of Caspian Sea as a set of regional benchmark tests for the evaluation of climate model simulations, Climate of the Past Discussions 8: 5053-5081.

Leroy, S.A.G., A. Amini, M.W. Gregg, E. Marinova, R. Bendrey, Y. Zha, A. Naderi Beni, H. Fazeli Nashli. (2019). Human responses to environmental change on the southern coastal plain of the

Caspian Sea during the Mesolithic and Neolithic periods, Quaternary Science Reviews 218 (2019)

Lychagin, M. Y., (2010). Geochemical indication of sediment formation environment caused by the Caspian sea level fluctuation, T. Yanina et al. (eds.), Proceedings of the international Conference on the Caspian region: environmental consequences of the climate change, October, Moscow, Russia, pp: 14-16.

Maev. E.G., (1994). Regressions of the Caspian Sea (there position in the Caspian Quaternary and role in the bottom relief formation). Geomorphology 4. 94-101 (in Russian).

McBurney, C.B., (1968). "The Cave of Ali Tappeh and the Epi-Palaeolithic in N.E. Iran", Proceedings of the Prehistoric Society 12: 385-413.

Mackay, A., Battarbee, R., Birks, J., Oldfield, F. (2005). Global change in the Holocene, Oxford University Press Inc., New York, ISBN-10: 0340812141, p. 521.

Mamedov, A. V., (1997), the late Pleistocene-Holocene history of the Caspian Sea, Quaternary International 41/42: 161-166.

Mayev, E.G., (2010), Mangyshlak regression of the Caspian Sea: relationship with climate, T. Yanina et al. (eds.), Proceedings of the international Conferenc on the Caspian region: environmental consequences of the climate change, pp. Moscow, October, 14-16, Russia.

Popov, G. L., (1983). Pleistocene Black Sea-Caspian straits. Nauka, Moscow, pp. 1-216 (in Russian).

Rahimzadeh, Neda, Farhad Khormali, Natacha Gribenski, Sumiko Tsukamoto, Martin Kehl, Anna Pint, Farshad Kiani, Manfred Frechen (2019). "Timing and development of sand dunes in the Golestan Province, northern Iran—Implications for the Late-Pleistocene history of the Caspian Sea", Aeolian Research 41 (2019) 100538.

Rychagov, G.I., (1997). Holocene oscillations of Caspian Sea, and forecasts based on palaeo-geographical reconstructions, Quaternary International 41/42.

Sidorchuk, A.V; A. V. Panin A.V, Borisova O.K, Elias S.A & Syvistki J.P. (2000). Channel morphology and river flow in the northern Russian Plain in the Late Glacial and Holocene. International Journal of Earth Sciences volume 89, pages541–549 (2000).

Uerpmann H. and W. Frey, 1981. Die Umgebung von Gār-e Kamarband (Belt-Cave) und Gār-e ‘Ali Tappe (Beh-šahr, Māzandarān, N-Iran) heute und im Spätpleistozän. In W. Frey and H. Uerpmann, eds. Beiträge zur Umweltges chichte des Vorderen Orients (Contributions to the Evironmental History of Soutwest Asia). Wiesbaden: Reichert, pp. 134-190.

Smith B. D. (2001). Low level food production. Journal of Archeological Research, Volume 9, No. 1, 1–43.

Sorokin, V.M., (2011). Correlation of the upper Quaternary deposits and paleogeography of the Black Sea and the Caspian Sea. Stratigraphy. Geological Correlation 19 (5), 96-112 (in Russian).

Svitoch, A. A., (1991). Fluctuations in the level of the Caspian Sea in the Pleistocene (classification and systemic description). In: the Caspian Sea. Palaeogeography and Geomorphology. Nauka, Moscow, pp. 5-100 (in Russian).

Thornton, C., (2013) “Tappeh Sang-e Chakhmaq: a new look”, in R. Matthews and H. Fazeli Nashali (eds.), the Neolithisation of Iran: the formation ofnew societies, pp.241256, Oxford: Oxbow Books.

Vahdati Nasab, Hamed., Nikzad, M., Jayez, M., Hashemi, M., Knapp, Z., Sykes, N., Zareh Khalili, M., Ilkhani Moghaddam, H., Bakhtiari Nasab, F., Olszewski, D., (2020). Komishan Cave: a Mesolithic and later settlement on the Southeastern shore of the Caspian sea, Iran, ANES, 57, pp. 97-125.

Vasiliev, YuM., (1961). Antropogence of the Southern Volga Region. Academy of Science of the USSR, Moscow, pp. 1-128 (in Russian).

Yanina, T. (2014). The ponto-caspian region: environmental consequences of climate change during the late Pleistocene, Quaternary International 345, pp. 88-99.

Zhi-Bang, Ma., Hai Cheng., Ming Tan., R. Lawrence Edwards., Hong-Chun li., Chen-Feng You., Wu-Hui Duan., Xu Wang., & Megan J. Kelly. (2012). Timing and structure of the Younger Dryas event in Northern China, Quaternary science reviews 41, pp. 83-93.

Zhukov, M.M., (1945). Pliotsenovaya i chetvertichnaya istoriya severa Prikaspiiskoi vpadiny. Problemy Zapadnogo Kazakhstana (Pliocene and Quaternary History of the North of the Peri-Caspian Basin. Problems of West Kazakhstan), Moscow: Izd. AN SSSR, vol. 2.