ژئومورفولوژی اقلیمی ایران

شواهد ژئومورفولوژیک دگرگونیهای اقلیمی در ایران طی بیست هزار سال گذشته

(قسمت دوم)

نویسنده: یان. ای. بروکس
ترجمه: دکتر غلی خورشید دوست
گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تبریز

پدیده های جریانی رودخانه ای

مطالعهٔ رسوبات و اشکال ناهمواری رودخانه ای در ایران ـ به جز چند استثنا ـ همگی بی ارتباط با تجزیه و تحلیل آب و هوای گذشته و یا فقط بر اساس فرضیات بوده اند و مشاهده و اندازه گیری در کار نبوده است. این پژوهشها به چند دسته تقسیم می شوند:

۱) مطالعاتی که با هدف کشف آبهای زیرزمینی به بررسی رسوبات حوضه های بسته داخلی پرداخته اند (کزادوکزاد a و b، ۱۹۷۰؛ معتمد، ۱۹۶۲؛ ناجی، ۱۹۷۰ و ۱۹۷۴)[۳۳]؛

۲) مطالعاتی که به منظور اثبات «بارندگی های» عصر یخچالی در سطوح حوضه های پایکوهی و نیز تأثیر تشکیل سطوح ملایم سنگی[۳۴] انجام گرفته اند (بوبک، ۱۹۵۹؛ درش، ۱۹۷۲، ۱۹۷۵، گابریل، ۱۹۳۷؛ کرینزلی، ۱۹۷۰؛ استرتیل ـ زاور و ویز، ۱۹۷۴؛ ویز، ۱۹۷۸)[۳۵]؛

۳) پژوهشهای چینه شناسی رسوبات رودخانه ای به منظور کشفیات باستانشناسی و اقلیم دیرینه (بومون، ۱۹۷۲؛ دجنز و پالوسکا، ۱۹۷۹؛ الرز، ۱۹۶۹، ۱۹۷۱؛ کرکبی، ۱۹۷۷؛ لارسن، ۱۹۷۵؛ لیزوفالکون، ۱۹۵۲؛ ریین، ۱۹۵۵؛ شلمون، ۱۹۷۸؛ ویتا ـ فینزی، ۱۹۶۹، ۱۹۷۳ و ۱۹۷۵)[۳۶].

مطالعات مربوط به حوضه های پست تر در ایران نشان داده اند که رسوبات این حوضه ها منشأ جریانی ـ رودخانه ای داشته اند و به واسطهٔ سیلابهای تند و ناگهانی از مناطق کوهستانی و پایکوهی پیرامون سرچشمه گرفته اند. اغلب در این نواحی سیلت (لای) بیشتری وجود دارد و در حوضه های محدود کوهستانی با «رسوبات ناهمگون و دارای جورشدگی ضعیف مخروط افکنه ای»[۳۷] ترکیب یافته اند (به عنوان مثال می توان از کوهستانهای کرمان نام برد، کزادوکزاد a ۱۹۷۰). نهشته های تبخیری با منشأ دریاچه ای نشانگر طغیانهای دوره ای حوضه ها می باشند؛ امّا این موضوع از جانب کرینزلی (b ۱۹۷۲) مورد تردید واقع شده است. وی اعتقاد دارد این نهشته ها بر اثر تبخیر تشکیلات شور بسترهای میوسن در اعماق حاصل شده اند. فعالیتهای انقباضی تکتونیکی، دستکم آبرفتهای اوایل دورهٔ پله ئیستوسن را تحت تأثیر قرار داده اند (حوضه های بسته و داخلی بختیاری فوقانی و حواشی جنوبی البرز) و حتی در رسوبات هولوسن ناحیهٔ مکران بسیار مؤثرتر و فعالتر ظاهر شده اند (ویتا ـ فینزی و قریشی، ۱۹۷۹)[۳۸]. ضخامت رسوبات حوضه های دوران چهارم در فلات داخلی ایران معمولاً به دهها متر می رسد (به عنوان مثال، به نقل از بوبک (۱۹۵۹) در کویر مسیله ضخامت این رسوبات تقریباً ۵۰ متر است). در منطقهٔ فعال تکتونیکی البرز که فشارهای کوهزا بسیارند، ضخامت رسوبات مزبور در حاشیهٔ شمالی در حدود

۲۰۰۰ متر و در جنوب تقریباً ۵۰۰۰ متر می باشد (دجنز و پالوسکا، ۱۹۷۹).

با اینکه دوره های «بارانی» برای توجیه رسوبات حوضه ای، کم اهمیت تر می باشد، منشأ سطوح پایکوهی در اطراف آنها جای سؤال باقی گذاشته است. بوبک (۱۹۶۳) انباشتگی حوضهٔ کویر مسیله را ناشی از عمل تشکیل سطوح ملایم سنگی یا پدیمنت ها می داند. ویز (۱۹۷۸) به این نتیجه رسیده است که رژیم مورفودینامیک کنونی باعث عمل پیدایش سطوح سنگی پدیمنت در حوضه های اطراف یزد، چاله های جنوب لوت، و جازموریان گشته است. در این حوضه ها نوع رسوبات از سطح به عمق و تا محل رسوبات میوسن چندان تفاوتی ندارند. ویز (۱۹۷۸) به ویژه بر آنست که حضور رس مونت موریونیت به عنوان تنها کانی رسی در سراسر توالی لایه ای نشان می دهد که در طول دوران نئوژن و دورهٔ پله ئیستوسن، اقلیمی نیمه خشک بر منطقه حاکم بوده است. بنابراین فعالیت ژئومورفولوژیکی مسلّط عبارت از تشکیل سطوح ملایم سنگی پدیمنت و همچنین گسستگی های کوچکتر که به بریده سازی مجاری رودخانه ای کمک کرده اند، می باشد.

پژوهشگران دیگری از قبیل درش (۱۹۷۵ و ۱۹۷۲) وجود پوششی از رسوبات سنگ نشدهٔ درهم (گروَل) بر روی پدیمنت ها و مخروط افکنه ها و پادگانه های آبرفتی متعلق به چند دوره را در مناطق پایکوهی حوضهٔ لوت ناشی از بارندگی های بیشتر در خلال دوره های یخچالی می دانند که با لبریز و سرازیر شدن بیشتر آبهای آن زمان همراه بوده است. بوبک (۱۹۶۳) معتقد به بارندگی کمتر در دوران یخچالی بوده و اینکه شواهد رودخانه ای، دریاچه ای و همچنین وجود گیاهان دیرینه، خود دلایلی بر پیدایش این تشکیلات می باشند که البته این نظر منطقی به نظر نمی رسد.

ریبن (۱۹۵۵) با توجه به پژوهشهای چینه شناسی لندفرمها و نهشته های رودخانه ای (که در ارتباط با پژوهشهای باستان شناسی و دیرین اقلیمی بوده اند) به سه گروه تشکیلات آبرفتی در پایکوههای البرز در شمال تهران پی برد. دو گروه قدیمی تر تشکیلات متعلق به میوپلیوسن و یا پلیوسن و پله ئیستوسن زیرین یا میانی می باشند و از رسوبات درهم و گلی ریز و درشت تشکیل شده اند که در اثر نیروهای کوهزای روبه جنوب به میزان متوسط تا شدید در معرض فعالیتهای تکتونیکی قرار گرفته اند. جوانترین تشکیلات (مربوط به پله ئیستوسن ـ هولوسن فوقانی) یعنی آبرفتهای «تهران» کمتر از ۱۰۰ متر ضخامت دارند و کمتر تحت تأثیر تکتونیک بوده اند و تا اندازه ای به صورت رسوبات سخت و قرمز رنگ آجری[۳۹] درآمده اند. معتمد (۱۹۶۲) آجرشدگی را عامل تغییر آبرفتهای تهران به رنگ قرمز نمی داند و معتقد است قرمز شدن این رسوبات در اثر عمل خاکزایی از نوع مدیترانه ای می باشد که نوعی خاک به نام تراروزا[۴۰] را به وجود آورده است. ریبن همچنین پوشش کلسیت این نهشته ها را نشانه ای از احتمال مراحل اولیهٔ کلسیت شدگی آنها می داند و این موضوع بر اهمیت جابجایی عمودی آبهای زیرزمینی بعد از عمل رسوبگذاری در شرایط اقلیمی مرطوبتر صحه می گذارد.

ویتا ـ فینزی در سه مورد تحقیق (البرز ـ زاگرس، ۱۹۶۹؛ مکران، ۱۹۷۵؛ شبه جزیرهٔ مُسندم[۴۱] عمان، ۱۹۷۳) دو واحد آبرفتی دارای اشکال ناهمواری، رسوبگذاری، وسن متفاوت را تشخیص داده است. جدول ۳ این یافته ها را به طور خلاصه نشان می دهد.

جدول ۳: لایه بندی آبرفتی پله ئیستوسن فوقانی و هولوسن ایران ـ عمان

ناحیه	نام واحد	شکل ناهمواری و لندفرم	نوع رسوب	سن
البرز ـ زاگرس	آبرفت خرم آباد	پرشدگی مجرای رودخانه ای	دانه های دارای هوازدگی نسبتاً خوب	پ.م ۴۹۰۰ <
	آبرفت تهران	مخروط افکنه ـ پادامنه	دانه ها و رسوبات درهم با هوازدگی ضعیف	۳۶۰۰۰ < تا > ۷۰۰۰
مکران ایران	آبرفت میناب	پرشدگی مجرای رودخانه ای	لای و ماسه در دو لایهٔ پستری[۴۲]	پ.م ۷۰۰۰ <
	تشکیلات Sadaich	مخروط افکنه ـ پادامنه		۷۵۰۰ >
شبه جزیرهٔ مسندم عمان	آبرفت خساب	پرشدگی مجرای رودخانه ای	طیفاتی از رسوبات ریزدانه به همراه تزریق رسوبات درهم و گره شده	قرن ۱۵ <
	تشکیلات مخروس	دامنه ها، مخروط افکنه ها، پرشدگی دره ها	رسوبات درهم آهکی به همراه سامانه های لایه لایه ـ میان بستر هایی از نهشته های بادرفتی	۲۵۰۰۰ < تا < ۱۱۶۰۰

ویتا ـ فینزی توانست در هر سه ناحیه به این نتیجه برسد که واحد قدیمی تر (تهران، Sadaich و یا مخوس) در طول دورهٔ یخچالی وورم و فازهای پایینی آن رسوبگذاری کرده اند و این روند تا هولوسن زیرین ادامه داشته است. رسوبگذاری در آب و هوای نیمه خشک انجام گرفته و منجر به پیدایش رسوبات آواری دانه درشت و طغیانهای کوتاه مدت شده است. واحد دیگر (خرم آباد، میناب یا خساب) مصادف و همراه با دورهٔ رسوبگذاری نهشته های دانه ریز و طغیانهای مرتب تر و مداوم تری بوده است. تعیین سن واحدهای مذکور توسط ابزار باستانشناسی در جایگاههای باستانی واقع بر سطوح آبرفتی و همچنین میزان رادیو کربن موجود در زغالها و نیز در ارتباط با آب و هوای جهانی

و تغییرات سطح دریا انجام گرفته است.

روند رسوبگذاری این واحدها در دورهٔ یخچالی که به طور بی وقفه تقریباً در سرتاسر دورهٔ هولوسن انجام می گیرد در خاکها و نهشته ها مشخص نیست، تنها یک دگرشیبی ارتباط آنها را در جایی مشخص می کند. البته این مسئلهٔ مهمی است زیرا دورهٔ بین یخچالی هولوسن میانی با ویژگی گرما و رطوبت در زاگرس مرکزی و شمالی مشخص می شده که آنرا پژوهشهای گرده سنجی و دیگر مطالعات نشان داده است (ونزیست، ۱۹۶۷؛ ونزیست و بوتما، ۱۹۷۷؛ مگارد، ۱۹۶۷)[۴۳]. چنین شرایطی بایستی منجر به استحکام سطوح زمین و تشدید عملیات خاکزایی شده باشد که جمع آوری شواهد آن از روی آبرفتها چندان مشکل نیست. فقط عمل فرسایش مسلّط می توانسته قبل از عمل رسوبگذاری، در آبرفتهای بعدی خاکی به قدمت ۶۰۰۰ سال پدید آورد. شاید نیاز بیشتری به تفسیر این پدیده ها وجو دارد و این تفسیر در همین بخش و در موضوع بررسی تاریخ ژئومورفیک ناحیهٔ کرمانشاه مورد بحث قرار خواهد گرفت.

بومان (۱۹۷۲) وجود مخروط افکنه های آبرفتی واقع در جنوبی ترین پایکوههای البرز در شرق تهران را مربوط به دوره های سرد بین یخچالی به ویژه دورهٔ بین یخچالی وورم می داند. این مخروط افکنه ها در نزدیکی رأس مقداری بریده شده اند و در سالهای پس از ۱۲۰۰ میلادی رسوب زیادی بر آنها افزوده نشده است (این سنّی است که شامل برخی از مجراهای متروک و نامشخص می باشد). هیچ پدیدهٔ باستانشناسی قدیمی به عنوان فراهم کنندهٔ اطلاعات دربارهٔ پایان یا فروکش دورهٔ ایجاد مخروط افکنه در دست نیست. فقدان مکانهای باستانی گذشته در مرز مخروط افکنه، پدیدهٔ جالب توجهی به شمار می رود، زیرا این تصور را در ذهن به وجود می آورد که سطح زمین به صورت فعال باقی مانده و بدین ترتیب امکان اقامت و تصرّف انسان را تا زمانهای بسیار بعدتر یعنی پایان آخرین دورهٔ یخچالی از بین برده است.

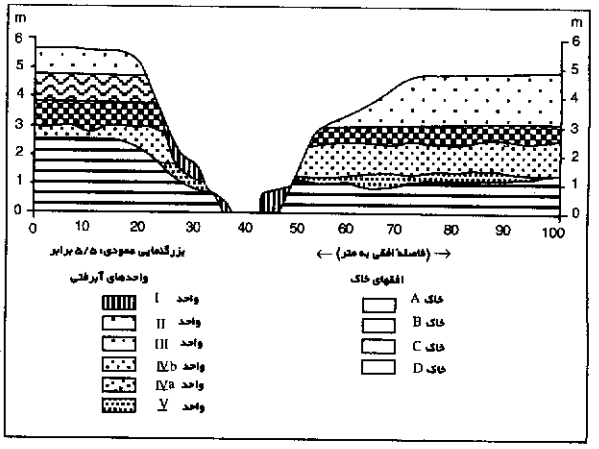
کرکبی (۱۹۷۷) با هدفِ یافتن آثار باستانی، به تحقیق در محیط طبیعی و تغییرات آن در استان خوزستان بین رشتهٔ اصلی زاگراس و سواحل ایرانی خلیج فارس پرداخته است (هول، فلنری و نیلی، ۱۹۶۹؛ هول، ۱۹۷۷)[۴۴]. وی رسوبگذاری آبرفتی به وسیلهٔ رود کرخهٔ سفلی در دشت خوزستان را گزارش کرده و سنّ آبرفت را با توجه به وجود تل ها و روستاهای متروک و بقایای آنها بین ۴۰۰۰ تا ۸۵۰۰ سال برآورد کرده است. بخشی از این روستاها در زیر آبرفتها مدفون شده اند. از ۴۰۰۰ سال پیش به اینطرف، عمل رسوب گذاری جای خود را به بریدن و عمیق سازی رود کرخه داده و کاهش اوج جریان تقریباً از ۱۵۰۰ سال قبل ازمیلاد بر اثر کاهش طول موج مأندر صورت گرفته است.

کرکبی عمل رسوب گذاری آبرفتها به وسیلهٔ یک رودخانهٔ وسیع و پرشاخه را دلیلی بر انباشت رسوب به ضخامت تقریباً ۵ متر می داند؛ زیرا وی موفق به یافتن خاکریز کرانهٔ رودخانهٔ طبیعی که نشانه ای از آرایش مأندری رودخانه به شمار می رود، نگردید. به نظر می رسد این موضوع احتمال رسوبگذاری بر اثر گسترش جانبی مجرای رودخانه ای و رسوبگذاری آبرفتی ـ کرانه ای در بخشهای کناره ای درون انحنای مجرا را نفی کند.

کرکبی (۱۹۷۷) در مورد تأثیر زیاد یک آب و هوای رو به خشکی در بعد از پله ئیستوسن در حوضهٔ کرخه به بحث می پردازد و از آن به عنوان عامل رسوبگذاری در هولوسن زیرین تا میانی یاد می کند. چرای بیش از حد نیز موجب افزایش میزان رسوبگذاری گشته است. گذر از مرحلهٔ رسوبگذاری به حالت فرسایش و عمل کاوش رودخانه ها در ۱۵۰۰ سال قبل ازمیلاد، مقداری نیز به واسطهٔ رونق کشاورزی در زمان شاهنشاهی هخامنشیان بوده که فعالیتهای مربوط به استفاده و مهار آبها و پیمایش و کاربری زمین نیز در آن عهد بسیار پیشرفته بوده است.

اینگونه تعبیر و تفسیرها انتظارات موجود دربارهٔ نتیجهٔ دگرگونیهای کشاورزی و اقلیمی در کوههای زاگرس در نواحی مرکزی و جنوبی را برآورد می کنند. نخست اینکه، دگرگونی در شرایط اقلیمی بعد از پله ئیستوسن که درنتیجهٔ آزمایش گرده شناسی دریاچهٔ زریبار و دریاچهٔ میرآباد ثابت شده (ونزسیت و بوتما، ۱۹۷۷) نشان می دهد که میزان رطوبت تقریباً از ۵۵۰۰ تا ۱۰ هزار سال پیش از میلاد افزایش یافته است (افزایش درختان بلوط و کاهش گرده های انواع قازاياغی[۴۵]). دلیل فوق به همراه شواهد وجود کلدوسرا[۴۶] در اعماق دریاچهٔ زریبار که نشانی از حضور یک دریاچهٔ عمیق در حدود ۵۵۰۰ سال پیش از میلاد است (مگارد، ۱۹۶۷) تعمیم نظریهٔ کرکبی را دربارهٔ جایگزینی اوضاع اقلیمی مرطوب وورم فوقانی با اقلیم خشک هولوسن فوقانی دچار مشکل می سازد.

از آن گذشته، تشدید فعالیتهای زراعی در دورهٔ هخامنشیان، انباشت مواد رسوبی در مجاری رودها را به همراه داشته و بنابراین رسوبگذاری آبرفتهای رودخانه ای ـ بر خلاف نظر کرکبی ـ انجام گرفته است. چرای گوسفندان به وسیلهٔ چوپانان و ترک زمینهای بایر و دایر در هنگام تشنجات سیاسی منجربه کاهش رسوبگذاری در



شماتیک سطح مقطع چینه شناسی که نشانگر رابطهٔ واحدهای آبَرفتی و خاکها در ناحیه کرمانشاه است.

زمینهای کشاورزی و سرانجام بریدگی بیشتر مجاری رودخانه ای شده است. این اثرات در مورد ناحیهٔ کرمانشاه و در خلال قرنهای هجدهم و بیستم به ثبوت رسیده است.

رسوبات آبرفتی هولوسن در ناحیهٔ کرمانشاه ایران (′۳۴°۱۷ شمالی، ′۴۷°۰۷ شرقی) در یک پروژهٔ باستانشناسی توسط موزهٔ سلطنتی اُنتاریو مورد بررسی قرار گرفته اند. منطقهٔ مورد پژوهش به وسعت تقریباً ۴۵۰۰ کیلومتر مربع بیشتر شامل آب پخشان قره سو می باشد که شعبه ای از سیستم رودخانه ای سیمره ـ کرخه می باشد. زمینهای پست آبرفتی به پهنای ۲ تا ۱۵ کیلومتر در ارتفاع ۱۴۰۰ متری در میان جهت گیری ناهمواریهای شمال غربی با تشکیلات سخت و بریده بریدهٔ آهکی به ارتفاع ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متری واقع شده اند که بخش پیشانی آنها به منطقهٔ پایکوهی مخروط افکنه ها و پدیمنتها می رسد.

سطح مقطع رسوبات مخروط افکنه ای و آبرفتی در کرانه های رودخانه ای آزاد شده اند و ترسیم ترتیب رسوبگذاری به آسانی انجام می گیرد. نتیجهٔ این عملکرد در شکل بالا آورده شده است.

واحد V رس سیلتی قهوه ای رنگ متمایل به سرخ با ساختمان یکپارچه می باشد و سطح یکدست آن صیقلی شده و در برخی مقاطع کربنات کلسیم به صورت پودر با آن در آمیخته است. این ساختمانها دارای منشأ پدوژنیک (خاکزا) می باشند و تصور می رود که واحد مذکور تحت تأثیر افق ب، خاکی کاملاً توسعه یافته و عمق بیش از سه متر داشته باشد.

واحد ساختمانی V رسوبات سنگ نشدهٔ مخروط افکنه ای از دانه ریز تا درشت را در یک مقطع مخروط افکنه ای می پوشاند که تا اندازه زیادی آهکی شده اند. عقیده براینست که رسوبات سنگ نشدهٔ مزبور همانا نهشته های اولیهٔ مخروط افکنه ای هستند که به وسیلهٔ جریانات سیلابی و گل آلود رودخانه ای در دورهٔ وورم فوقانی ته نشست حاصل کرده اند.

قسمت فوقانی واحد V که عموماً به وسیلهٔ یک سطح فرسایشی رودخانه ای به هم خورده، اغلب نشانگر مجرهای باستانی است که در بستر آن رسوبات درهم و سفت نشده ای به ضخامت ۲۵ تا ۵۰ سانتی متر با جورشدگی ضعیف، بدون ساختمان مشخص، نسبتاً زاویه دار و نیز گرد شده در واحد Iva می باشد. در سرتاسر ناحیهٔ مورد مطالعه هیچگونه شواهدی در زمینهٔ ساختمان این لایهٔ گراول جدید مشاهده نمی شود که رسوبگذاریِ آن به واسطهٔ جریانات سیلابی کوتاه مدت در بیش از یک مرحله انجام گرفته باشد. در نهایت فرسایش پهنه ای و کاوش مجرای رودخانه ای انجام گرفته و سرانجام به رسوبگذاری در بستر رود ختم شده است.

واحد Iva دارای باقیماندهٔ استخوان حیوانات، پوسته های سالم و شکسته شدهٔ دو کفّه ای ها و همچنین تکه های سفالی قدیمی می باشد. تمام شواهد موجود نمایانگر حداکثر سن هزار پس از میلاد برای یک سیلاب هستند. نخست اینکه ذرات مادهٔ زرد رنگی که در درون رسوبات یافت شده اند، بسیار جدید می باشند. این مواد به طور ناحیه ای مربوط به دورهٔ ساسانیان (۲۰۰ ـ ۶۲۷ میلادی) می باشند، امّا تا دورهٔ اسلام نیز ادامه دارند (از ۶۲۷ میلادی به بعد). بدیهی است که رسوبات یاد شده (که به تازگی یکپارچه شده اند) متعلق به زمان پس از بجاگذاری این ذرات و قطعات می باشند. برای یکی از قطعات، یک دورهٔ زمانی ۹۷۵ ± ۱۲۰ میلادی با استفاده از روش تی ال[۴۷] تعیین شده است. یکی از مکانهای باستانی مدفون شده، نخست در دورهٔ حاکمیت پارتها (۱ تا ۲۰۰ پس از میلاد) تحت تصرّف بود که بر سطح فرسایش نیافته و سالم واحد ساختمانی V گسترش یافته و علائم افق اولیهٔ A خاک بر روی آن وجود دارد. بنابراین این مکان از فرسایش واحد V جلوگیری کرده است و نتیجه اینکه عمل فرسایش پس از پارتها انجام گرفته است. هیچگونه شواهد تاریخی یا جغرافیایی ثبت شده توسط اعراب حاکی از سیلاب مخرب در این منطقه نمی باشد. لیکن له استرنج (۱۹۶۶)[۴۸] مطلب زیر را دربارهٔ بروز یک حادثهٔ مهم و مشابه در بین النهرین ذکر کرده است:

ـ در حدود هفت یا هشت سال پس از معراج[۴۹] (۶۲۹ میلادی) رودهای دجله و فرات مجدداً طغیانی شدند و سیلابی رخ داد که مانند آن دیده نشده بود. هر دو رودخانه کرانه های خود را در مکانهای بیشماری تخریب کردند و سرانجام سرزمینهای اطراف زیر آب

رفت ... بنابراین مردابی که به وجود آمده بود، حالت دائمی پیدا کرد. (ص ۲۷).

با این حال تعیین سنّ باقیماندهٔ مواد در واحد Iva علیرغم نفی زمانی همبستگی بین سیلابی که این واحد را به وجود آورده با سیلاب مربوط به سالهای ۶۳۶ و ۶۳۷ میلادی مورد نظر له استرنج، می تواند با روش تعیین سنّ تی ال انجام گیرد.

مسئله تعیین سن واحد Iva از اهمیت بالایی برخوردار است زیرا واقعاً باید معلوم گردد که آیا عوامل فرسایشی طبیعی باعث سرازیر شدن آن سیلاب بزرگ بوده اند یا فرسایش ناشی از عملکرد فعالیتهای انسانی، که درنهایت منجر به انباشتن رسوبات در لایهٔ Iva شده اند. درمیان تأثیر عوامل انسانی می توان از هجوم اعراب یا مغولها به ایران در منطقهٔ کرمانشاه یاد کرد که به طور بالقوه می توانسته سیستم کشاورزی موجود در آن زمان را در این مکان به نحوی دستخوش دگرگونی و تخریب کرده باشد که زمین قابلیت و توانایی پذیرش جریانات سیلابی بسیار وسیع ناشی از یک طوفان کمیاب و بزرگ را از دست داده باشد. حتی اگر دخالت انسان را نادیده بگیریم، تصور اینکه یک سیلاب با دورهٔ برگشت بسیار طولانی توانسته توالی نسبی جریانات رودخانه ای را در یک دورهٔ زمانی ۹۰۰۰ ساله به هم بزند، چندان غیرمنطقی به نظر نمی رسد.

وجود سه واحد آبرفتی رسهای سیلت دار در بالای واحد Iva (یعنی واحدهای II و III در شکل ۱) که اغلب از خاکهای مسلط در منطقه قابل تفکیک می باشد، نشان می دهد که رسوبگذاری بسیار منظم آبرفتی در کرانهٔ رود انجام می گرفته است. این واحدها دارای مواد مرکبی به ضخامت ۱۰ متر در یک سطح مقطع می باشند. محدودهٔ زمانی رسوبگذاری این مواد را نمی توان مشخص کرد. واحدهای فوق بعد از واحد Iva (که فعلاً فرض می کنیم سن آن هزار میلادی می باشد) و حتی پس از اواسط قرن هفدهم ته نشست کرده اند زیرا روی بناها و جاده ای را که در آن زمان به یک پل ختم می شدند، پوشانده اند. رسوبگذاری واحد II احتمالاً در اوایل قرن هیجدهم متوقف شده و آن مصادف با زمانی است که بر اساس نوشته های سفرنامه ها ناآرامیهای سیاسی، به خالی شدن گستردهٔ زمینها از سکنه و ترک آنها انجامید و این خود به نوبه منجر به کاهش عمل رسوبگذاری گشت. منطق ایجاب می کند بپذیریم که بر اثر کاهش رسوبگذاری، فرسایش عمیق منجر به آزادی و در معرض قرار گرفتن آبرفتهای بالاتر از سطح کنونی آبهای کم عمق به ضخامت ۱۰ متر شده ست.

توالی حوادث ژئومورفیک در ناحیهٔ کرمانشاه در جدول ۴ آورده شده است. توضیح اینکه در طول هزار سال گذشته، تنها دگرگونی قابل ملاحظه در رژیم ژئومورفولوژیکی در طول دورهٔ هولوسن عبارت از یک واقعهٔ هیدرولوژیکی کوتاه مدت بوده است.

به طور خلاصه چنین بر می آید که در خلال پله ئیستوسن فوقانی و هولوسن زیرین، بخشهای کوهستانی شمالی و غربی ایران تحت سلطهٔ رودخانه هایی بوده اند که بیشتر از زمان حاضر از آبهای ذوب شدهٔ برفهای یخچالی تغذیه می شدند و این مجراها به دامنه های بی درخت و پهناوری ختم می شدند، که قطعات آواری درشت دانه ناشی از تخریب مکانیکی روی آنها را پوشانیده بود. مجراهای رودخانه ای پر شاخه و گیس مانند بودند، نه به شکل مآندری. این مجاری موجب تخریب و تجزیهٔ ماسه ها و رسوبات سنگ نشدهٔ درشت (با جورشدگی ضعیف) در جلگه های سیلابی و مخروط

جدول ۴: توالی رویدادهای ژئومورفیکی درناحیهٔ کرمانشاه واقع در غرب مرکزی ایران

سن (قبل از میلاد)	رسوبات	شکل و منظر زمین	خاک	رژیم ژئومورفیک
۱۰۰۰	لای و ماسه (واحد I)	رسوبات پادبوارهای مجرا	افق خاکهای B و C در A، در دامنهٔ میانآبها) افق خاکهای B و C	توسعهٔ خاک در جلگه های سیلابی / رسوبگذاری در مجاری
۱۰۰۰		مجراهای بریده بریده		فرسایش مجاری
	رس لای دار (واحدهای II-6 و IV)	جلگه سیلابی آبرفتی		رسوبگذاری بعدی و توسعهٔ خاک
۱۰۰۰	رسوبات پهن چسبیده واحد Iva	مجرای بریده بریده		فرسایش
۱۰۰۰	رس لای دار (واحد V)	جلگه های سیلابی آبرفتی	خاکهای افق D	رسوبگذاری، کاهش توسعهٔ خاکها
۱۰۰۰	رسوبات پهن چسبیده و سفت نشده	مخروط افکنه ها		افزایش پایداری و ثبات، کاهش فرسایش و رسوب
۱۰۰۰	رسوبات پهن چسبیده		تراورتن	پایداری
		پلیجنت		رسوبگذاری
				فرسایش

افکنه ها گشته اند. هماهنگ با افزایش نسبی دما در آغاز دورهٔ هولوسن و افزایش تدریجی پوشش گیاهی درختی در کوههای زاگرس (ونزیست و بوتما، ۱۹۶۶)، رسوبگذاری مواد درشت دانه کاهش یافت. شکل جریانات رودخانه ای به حالت مآندری درآمد و این رودها به حمل رسوباتی پرداختند که ذرات ریزی داشتند و همه ساله به بیرون کرانه های رودخانه ای سرازیر شده و جلگه های سیلابی آبرفتی را تشکیل می دادند. به موازات گسترش مداوم پوشش گیاهی حاصل ازکاهش فرسایش تا هولوس میانی، تشکیل خاک نیز در رسوبات آبرفتی جلگه های سیلابی و مخروط افکنه ها انجام گرفت.

شواهد پایداری و ثبات نسبتی اشکال و مناظر زمین را در هولوسن میانی به ندرت می توان یافت، به این دلیل که فرسایش تسریع یافته ای احتمالاً نهشته های قدیمی تر و درشت تر را بهم زده است. در بالاتر از لایهٔ دگرشیبی، آبرفتهای دانه ریز در تمام مقاطع مورد مطالعه به چشم می خورد. سن لایهٔ دانه ریز مزبور متناوباً جدیدتر از ۷۰۰ ـ ۱۸۰۰ میلادی تخمین زده می شود. با اینکه تغییرات اقلیمی را دلیل این رسوبگذاری آبرفتی تشخیص داده اند (ویتافینزی، ۱۹۶۹) به نظر نمی رسد چنین استدلالی قانع کننده باشد. به ویژه اینکه با توجه به فشار ناشی از افزایش جمعیت و در نتیجه گسترش زمینهای زیر کشت و چرای بی رویهٔ دامها در مناطق پایکوهی و کوهستانی، تغییر اقلیمی بعید به نظر می رسد.

پژوهشهای آینده در مورد پدیده های آبرفتی در ایران به منظور بازشناسی رژیمهای هیدرولوژیکی، در ارتباط با بازسازی شرایط آب وهوایی دیرینه نیازمند دانش بیشتری از نظر نوع بافت و ساختمان رسوب می باشد. همچنین ملاحظهٔ سازمان یافتهٔ چینه بندی آبرفتهای حوضه ها اجازه خواهد داد ترتیب حوادث ژئومورفولوژیکی در درون حوضه ها مورد مقایسه قرار گیرد. مهم اینکه تأثیر حوادث هیدرولوژیکی کم سابقه را نبایستی از نظر دور نگهداشت. همچنین نبایستی حتی در حوضه های مجاور به دنبال رابطه و همبستگی مؤثری در بین توالی های ژئومورفیک گشت زیرا بسته به مورفولوژی منطقه، واکنش حوضه نسبت به رویدادهای جهانی می تواند تا حدّ زیادی تغییر پذیر باشد.

پدیده های دریاچه ای

پدیده های زمین شناختی دریاچه ای در ایران در حوضه های بستهٔ داخلی مناطق خشک و نیمه خشک مورد مطالعه قرار گرفته اند (ن ک منابع). بلن فورد نخستین کسی بود که سرچشمهٔ رسوبات حوضه های بیابانی ایران را گزارش کرد. وی دریافت که در خلال دوره های بارانی رسوبات دانه ریز توسط آندسته از رودخانه هایی بر کف این حوضه ها گذاشته شده اند که از ارتفاعات اطراف تغذیه می شدند. او همچنین اثرات سالهای مرطوب و خشک بر تعادل هیدرولوژیکی این حوضه ها را شناسایی کرد:

«تنها چیزی که به نظرم می رسد اینست که احتمال دارد تغییرات تدریجی در هنگامی رخ داده باشند که دشت بزرگ شمال ایران همزمان با دورهٔ بهم پیوستن دریاهای آرال، خزر و سیاه در زیر آب بوده باشد ... ص ۵۰۰».

به نظر می رسد بلن فورد دورهٔ خشکی را نتیجهٔ افزایش ارتفاع کوهستانهای مجاور و بالا آمدگی آنها بداند. هیچگونه ملاحظه ای در مورد سنّ فاز دریاچه ای بسیار گسترده انجام نگرفته و فقط گزارش شده که ایران در دو هزار سال پیش و در زمان امپراطوری هخامنشیان بسیار پر جمعیت بوده و کشت و زرع متراکمی رونق داشته است.

هانتینگتون (۱۹۰۵)[۵۰] بر اساس پژوهشهای انجام گرفته به وسیلهٔ رافائل پامپلی[۵۱] و ویلیام موریس دیویس در آسیای جنوب غربی و مرکزی در سالهای ۱۹۰۳ و ۱۹۰۴، فرضیهٔ بلن فورد در مورد شرق ایران و سیستان را اصلاح و تکمیل کرد. وی با ذکر اینکه رسوبات و اشکال زمین و ناهمواری، با فعالیتهای دریاچه ای مرتبط می باشند، و نیز با استفاده به شواهد تاریخی و حکایت های رایج در بین مردم در رابطه با حوضه ها و رودخانه های پر آب گذشته معتقد بود که آغاز دورهٔ خشکی با پایان دوران سوم زمین شناسی همزمان بوده است:

«بعد از پایان دوران سوّم، در حدود ۱۵ سیکل جریان رودخانه ای با رودهای بلند وهمچنین دریاچه های پهناور به وجود آمده اند که در خلال این دوره ها، دوره های بین رودخانه ای با ویژگی رودخانه های کوتاهتر و دریاچه های کوچکتر گسترش داشته اند. دوره جریانهای رودخانه ای افزایش یافت و احتمالاً شدت و طول آنها نیز از سرچشمه تا بخشهای میانی رود افزایش یافته و سپس روبه کاهش نهادند (ص ۳۰۱)»

استحکام چنین فرضیهٔ استادانه ای با پیدایش خطوط ساحلی ترک شدهٔ دریاچه های مختلف و همچنین وجود سه طبقه از رسوبات بهم چسبیده در نهشته های دریاچهٔ سیستان (هامون هیلمند) تقویت شده و گواهی بر وجود پنج دورهٔ آخر «دورهٔ رودخانه ای» گردیده است. دوره های اولیه فقط به کار مقایسه می آمدند زیرا شواهد ناقصی را در این زمینه ارائه می دادند.

شواهد زمانی و توالی تاریخی در این مقوله بسیار کم بود؛ امّا با این وجود هانتینگتون معتقد بود که سواحل ترک شده به ارتفاع ۱۵ تا ۲۵ فوت در اطراف دریاچهٔ سیستان پیش از اشغال منطقه توسط کشاورزان (یعنی در دوره های جریان رودخانه ای) به وجود آمده اند (کشاورزان مربوط به آخرین دورهٔ پله ئیستوسن بوده اند) و اینکه مدارک تاریخی ثبت شده حتی در دوره های نه چندان دور یعنی در قرن دهم میلادی بر آب فراوان و کشاورزی پر رونق در سیستان صحّه گزارده اند. هانتینگتون پیدایش دورهٔ خشکی را از قرن چهاردهم میلادی به بعد عنوان کرده است.

بایستی یادآوری کرد که هانتینگتون که با دریاچه های یخچالی گستردهٔ غرب آمریکا آشنایی داشت (راسل، ۱۸۸۹ [۵۲] در دریاچهٔ مونو ـ کالیفرنیا؛ وگیلبرت، ۱۸۹۰ در دریاچهٔ بزرگ نمک واقع در یوتا) به حاکمیت کم فشار حرارتی در دوره های یخچالی پله ئیستوسن به عنوان علت گسترش دریاچه ها در ایران هیچگونه اشاره ای نکرده است.

مدر (آمده در تاسی، ۱۹۷۷ : ۵۵ـ۶۴)[۵۳] که در حوضهٔ سیستان واقع در جنوب شرقی ایران و جنوب غربی افغانستان به عنوان همکار در مأموریت هیئت باستانشناسی ایتالیا مشغول به کار بود، فرضیهٔ اساسی تاریخ هیدرولوژیکی حوضه را بر اساس چرخه و توالی اقلیمی اروپای شمالی و آلپها مطرح ساخت. وی سه پادگانه از رسوبات درهم را به عنوان رابط رود هیلمند به فازهای سرد کواترنر و یخچالهای ریس و وورم (همچنین فاز بعد از وورم که بورال[۵۴] نامیده می شود) تشخیص داد. مدر هیچگونه تفسیر متکی به شرایط اقلیمی از این پادگانه ها که در گذشته به سواحل ترک شده در دریاچه های گستردهٔ حوضهٔ سیستان مرتبط می شده اند، به دست نداده است. امّا از آنجا که وی فرسایش رسوباتی به ضخامت سه متر از سطح دریاچه در اثر عمل باد را مربوط به فاز آتلانتیک ـ هولوسن می دانست (۵۲۰۰ تا ۸۵۰۰ سال قبل از میلاد)، منطقی به نظر می رسد که فرض کنیم وی رسوبات حاصل از جریان رودها را فرآیندی معاصر و همزمان با گسترش دریاچه ها درطی فازهای سرد می دانسته است.

از سوی دیگر، اسمیت (۱۹۷۴) عقیده داشت که نهشته های آبرفتی و دریاچه ای واقع در حوضهٔ سیستان و نیز افغانستان از پلهٔ ئیستوسن زیرین تامیانی عمر دارند. علت اصلی این اختلاف نظر و وجود تضاد با عقاید پیشین، میزان فرسایشی بوده که از هنگام رسوبگذاری نهشته های درهم رودخانه ای به وقوع پیوسته و در واقع روی رسوبات دریاچه ای را پوشانده است. بریدگی عمیق رودخانهٔ هیلمند به عمق ۲۵۰ متر، فورانهای آتشفشانی همزمان با رسوبگذاری دریاچه ای، همچنین بالا برگشتگی خطوط ساحلی دریاچه ای فرسایش یافته در رسوبات ـ در حالیکه خود خطوط ساحلی جوانتر از آن رسوبات می باشند ـ همگی اسمیت را بر آن داشتند که شرایط دریاچه ای مرتبط با پله ئیستوسن فوقانی را نادیده بگیرد. او حتی سنین اندازه گیری شده توسط روش رادیو کربن از رسوبات دریاچه ای را به اشتباه به میزان ۳۲ هزار سال، ۳۰۳۰۰ سال و ۹۰۳۰ سال قبل از میلاد تخمین زد.

تاکنون جامعترین تحقیق در مورد حوضه های بسته و داخلی ایران از آن کرینسلی (a ۱۹۷۲ و ۱۹۷۰) بوده است. او یادآوری می کند که فعالیتهای تکتونیکی پلیو ـ پله ئیستوسن موجب پیدایش حوضه های بستهٔ داخلی قم، دشت لوت، و سبزوار شده است و ساختمان سنگ بستر محلی ـ بسته به اینکه آیا سرچشمه های آبخیز پایکوهی آب زیرزمینی را به رودخانه های جاری از کوهستانهای اطراف وارد می کنند یا نه ـ می تواند به مقدار معتنابهی چرخهٔ هیدرولوژی حوضه ها را دستخوش دگرگونی نماید. لایه های بینابین رسوبات نمکی و رسی سیلیتی که در زیر سطوح حوضه قرار گرفته اند، نشانگر رسوبگذاری دریاچه ای ابتدا گسترده و سپس کاهش یافته می باشند که ناشی از سرد و گرم شدن اقلیمی بوده است. فقط در حوضه های اطراف که توسط رودخانه های دائمی تغذیه می شده اند (یعنی رودخانه هایی که در جنوب شرقی زاگرس جریان دارند از قبیل رودهای مسیلهٔ نی ریز و گودالهای هیلمند و جازموریان) می توان شواهدی از خطوط ساحلی ترک شدهٔ فعلی مربوط به زمانهای گسترش دریاچه ای یافت. در حوضه های خشکتر، همانند دشت کویر (کویر بزرگ) هیچ نشانه ای از فزونی حجم آب از حد میانگین امروز در خلال زمستانهای مرطوبتر وجود ندارد.

به عنوان مثال، مسیلهٔ نی ریز (که به وسیلهٔ دریاچهٔ بختگان و دریاچهٔ تشت واقع در شرق شیراز احاطه شده است) شامل شش خط ساحلی بالاتر از خط ساحلی کنونی می باشد. بلندترین آن (که نخستین خط ساحلی تشکیل شده می باشد) شامل مواد دست ساز سنگی مربوط به دورهٔ پارینه سنگی زیرین می باشد که به وضوح روی خطوط ساحلی دیگر قرار گرفته و احتمال فراوان دارد که سنّ خطوط ساحلی مزبور مربوط به بیست هزار سال قبل از میلاد یا حداکثر گسترش یخچالی در وورم III می باشد. کرینسلی (۱۹۷۰) دریافت که نیمرخ ساحلی به مقدار زیادی در میان خطوط ساحلی چهارم و پنجم تند و پرشیب می شود و این نشان می دهد که خشکسالی بسیار

وسیعی پس از تشکیل ساحل قبلی رخ داده است. وی این ویژگی را در ارتباط با گرم شدگی سریع دریاچهٔ زریبار پس از پله ئیستوسن می داند که تشعشعات گرده های گیاهی سنّی در حدود ۱۱۵۰۰ سال قبل از میلاد را برای آن نشان می دهد (ونزیست، ۱۹۶۷). بدیهی است که وی این شکل گیری را نتیجهٔ پسروی آبها دستکم به اندازهٔ کنونی (و شاید کمتر از آن) در تقریباً شش هزار سال پیش از میلاد و همچنین روآوری آبها در دورهٔ یخچالی جدید به خط ساحلی ۵ و سپس یک پسروی نهایی تا سطح کنونی دریاچه می دانست. نوسانات در مسیلهٔ نی ریز تنها در یک دامنهٔ ارتفاعی سه متری بیش از سطح کنونی انجام گرفته و این می رساند که مقدار آب حتی در وورم فوقانی، پس از اثرات تبخیر بسیار ناچیز بوده است.

شلمون (۱۹۷۸) در یک ناحیه واقع در تقریباً چهل کیلومتری جنوب شرقی اصفهان، شش واحد زمین شناسی و پنج واحد ژئومورفولوژیکی را گزارش داده که همگی مربوط به دوران چهارم هستند و تعیین سنّ آنها با استفاده از روشهای پالئومغناطیسی و خاکشناسی انجام گرفته است. شلمون در پاورقی تحقیق خود خطوط ساحلی ۱۲۰ تا ۱۴۰ متر بالاتر از چالهٔ گاوخونی را با کیفیت زیر قابل رهگیر دانسته است:

«خطوط ساحلی فوق به طور گسسته دستکم به مسافت ۷۵ کیلومتر در امتداد کنارهٔ شرقی با تلاق گاوخونی شکل گیری پیدا کرده اند. گذشته از این، ... بقایای بسیاری از خطوط ساحلی جوانتر که تداوم کمتری دارند، در نزدیکی یازده مسیله و رزنه و سایر مسیله هایی که در با تلاق گاوخونی قرار دارند، یافت شده اند. ص ۵۳».

شلمون فقدان خطوط ساحلی مرتفع در گزارشهای قبلی ـ حتی در تحقیق کرینسلی (۱۹۷۰) ـ را دریافته بود، امّا وی بر آن بود ثابت کند که «بزرگترین رودخانه ای که در این حوضه به سمت شرق جریان دارد وبه وسیلهٔ زاینده رود تغذیه می شود، از زاگرس میانی یخچال رُفته سرچشمه می گیرد» (ص ۵۶، به نقل از کرینسلی، ۱۹۷۰، ص ۳۸) و خطوط ساحلی مزبور احتمالاً مربوط به آخرین دورهٔ یخچالی، یعنی «۱۷ تا ۲۰ هزار سال پیش» هستند (ص ۵۶).

حال ادامهٔ بحث را به زمینهای کم ارتفاع و پست دریاچهٔ مازندران می کشانیم. خلاصه ای از پژوهشهای قبلی انجام گرفته دربارهٔ موضوع پیچیدهٔ تفسیر و تعبیر تغییرات سطح دریاچهٔ خزر را می توان در الرز (۱۹۷۱b) یافت. این پیچیدگی از فعل و انفعالات بین

جدول ۵: همبستگی و تطبیق پادگانه های ساحلی در دریاچهٔ مازندران به ترتیب سن (الرز، ۱۹۷۱؛ فدورو، ۱۹۵۷).

دوره و میان‌دوره	پخچال البرز (بوبک، ۱۹۳۷)	پادگانه آبرفتی- دریاچه‌ای (الرز، ۱۹۷۱b)	سطح دریاچهٔ خزر (متر از سطح دریای آزاد)
هولوسن فوقانی			-۲۸
هولوسن میانی			-۵۰
وورم نهایی		پادگانهٔ II (۳۰-۷ متر)	-۱۴ تا -۱۸ -۱۰ تا -۱۲
وورم فوقانی	یخچال II	پادگانهٔ III (۱۰ متر)	۰
وورم میانی فوقانی			۱۴
اواسط وورم میانی	شهر زمین II یخچال I	پادگانهٔ IV (۱۵ - ۲۰ متر)	۲۵
اوائل وورم میانی	شهر زمین I	پادگانهٔ V (۲۰ - ۴۰ متر)	۳۵
اواخر وورم نوین	مورد دلیر		۴۵ - ۵۰

فرونشینی و برخاستگی توأم با دگرگونیهای آب و هوایی در حوضهٔ ولگا ناشی می شود که بیشترین تأثیر را بر نوسانات دریاچهٔ خزر داشته است.

الرز (۱۹۷۱) در ارتباط با سطح کنونی آبهای دریای خزر که ۲۸- متر می باشد، در سواحل ایرانی دریای خزر تعداد سیزده پادگانه با ارتفاع ۲۰- تا ۲۴۰ متر (نسبت به سطح دریا) گزارش کرده است. فدورو (۱۹۵۷)[۵۵] پادگانه هایی را که در واقع قابل سن گذاری بوده و در ارتفاع کمتر از ۵۰ متری واقع شده و به هم مرتبطند در جدول ۵ گردآوری کرده است.

الرز (۱۹۶۷، ۱۹۷۱b) به همراه پژوهشگران پیشین، تطابق و هماهنگی بین پیشروی آب دریاچهٔ خزر و فازهای سرد اقلیمی در دورهٔ یخچالی وورم را مورد شناسایی قرار داده است. با وجود این بوتزر (۱۹۵۸c) جریانات رودخانه ای حوضهٔ ولگا را بسیار مؤثرتر و مهمتر از کوههای البرز در چرخهٔ آبی و هیدرولوژی دریاچهٔ مازندران قلمداد کرده است. بنابراین تطبیق مهمتر آب و هوای سرد/ دریاچهٔ خزر بیشتر در ارتباط با رخدادهای یخچالی شمالی روسیه صورت می گرفته است. بدین ترتیب منطقی به نظر می رسد که سطوح بالاتر آب دریاچهٔ خزر را مرتبط با فازهای بین یخچالی[۵۷] و پهنه های دریای بارنت فنواسکاندیناوی در قلمرو روسیه دانست که به میزان اندکی پس از فرود منحنی دمایی وورم به وقوع پیوسته است.

الرز (۱۹۷۱b) و دیگران به وقفهٔ اندکی در تطابق تغییرات دریاچهٔ خزر با دورهٔ گرم هولوسن میانی پی برده اند. چنین شرایطی با تبخیر بیشتر و یا جریان آب کمتر به سمت چالهٔ خزر دلالت دارد و شواهد باستانشناسی، گسترش اقامتگاههای انسانی در بخشهای شمالی پایکوههای البرز به طرف زمینهای پر آب در خلال این وقفه را نشان می دهند. این زمینها امروزه استپهای نیمه خشکی بیش نیستند (مک برنی، ۱۹۶۸)[۵۸].

شوایزر (۱۹۷۵)[۵۹] تحقیقات اولیه دربارهٔ تغییرات سطح دریاچهٔ ارومیه و اهمیت آب و هوای دیرینه آنرا مورد بررسی قرار داده

است. دریاچهٔ ارومیه در ارتفاع ۱۲۸۰ متری بالاتر از سطح دریا و در زمینهای آتشفشان ناهموار زاگرس شمالی در آذربایجان واقع شده است. سرچشمهٔ اصلی دریاچه، تلخه رود که از یخچال جدید کوه سبلان (شوایزر، ۱۹۷۰) در غرب و زرینه رود از جنوب می باشد که از کوهستانهای غیریخچالی اطراف سقز جریان دارد. شوایزر (۱۹۷۵) بیلان آبی متوسط هفت سالهٔ دریاچهٔ ارومیه را ارائه داده که نشان می دهد تبخیر (۱۳۵۸ میلیمتر) بیشتر از بارندگی (۲۸۶ میلیمتر) و جریان آب در مجرا (۸۷۸ میلیمتر) بوده است. وی پادگانه های دریاچه ای به ارتفاع ۳۰ متر، ۶۵ متر، ۸۰ـ۸۵ متر، و ۱۱۵ متر بالاتر از سطح کنونی دریاچه را تشخیص داده که به ترتیب مربوط به دوره های یخچالی وورم III، وورم I، ریس و میندل بوده اند. گزارش وی فاقد اندازه گیری رادیومتریک و یا تحقیقات باستانشناسی بوده است. پروژهٔ مذکور به مقایسهٔ تغییرات دریاچهٔ ارومیه با دریاچهٔ وان پرداخته که در همان گزارش آمده است (شوایزر، ۱۹۷۵). همبستگی خطوط ساحلی با پادگانه های رودخانه ای که در بخشهای مرتفعتر دارای منشأ یخچالی ـ رودخانه ای می باشند، دستکم مهر تأییدی است بر ارتباط و همبستگی آب و هوای یخچالی با دریاچهٔ مرتفعتر و پرآبتر. اما توالی و ترتیب یخچالی توسط روشهای تعیین سن انجام نگرفته و بنابراین اساس تفسیر سطح دریاچه ای در هر دو حوضهٔ ارومیه و وان نمی تواند کاملاً علمی و صحیح باشد.

به طور خلاصه، پژوهش در مورد پدیده های دریاچه ای در ایران به این نتیجه رسیده که حوضه های دارای جریانات مؤثر دائمی از بیلان آبی مثبت در خلال دوره های کم فشار دمایی برخوردار بوده اند و در همین دوره ها تبخیر از سطح دریاچه و آب پخشان کمتر بوده است.

همچنین این دوره ها با زمانهایی تطبیق دارند که کوهستانهای حاشیه ای در معرض ریزش بیشتر برف در زمستان بوده و آب بیشتری برای رودخانه ها در خلال فصل تابستان فراهم می کرده اند. با اینکه برخی تحقیقات دربارهٔ پدیده های رودخانه ای جریانی مجاور این حوضه ها به این نتیجه رسیده اند که افزایش بارندگی برای کمک به حمل و نقل رسوبات دانه درشت موجود در پادگانه های رودخانه های یخچالی مناسب بوده است؛ عقیدهٔ درست تر این است که رودخانه ها آبهای ناشی از ذوب برفها را به مقدار فراونتری دریافت می داشته اند.

در وورم فوقانی سطح ثابت آبراهه های مذکور در طی فازهای خنکتر بالاتر رفته و در طول فازهای گرمتر پایین آمده است. مرحلهٔ پایین آمدن سطح دریاچه ها در سواحل دریای خزر (الرز، ۱۹۷۱) و مسیلهٔ نی ریز (به طور بالقوه در سایر پلایاهای متغیر در ایران؛ کرینسلی، ۱۹۷۰) در هولوسن میانی، این را می رساند که مکانهای باستانی مربوط به هزارهٔ چهارم قبل از میلاد تا یکهزار سال قبل در زیر رسوبات دریاچه ای از بین رفته یا در اثر فعالیتهای دریاچه ای تا اندازه ای دستخوش تغییر شده اند.

پدیده های بادرفتی و بادی

علیرغم حاکمیّت آب وهوای خشک و برّی در فلات داخلی ایران، پدیده های زمین شناسی بادی آنطور که انتظار می رود، براشکال و مناظر زمین تسلّط ندارند. می توان چندین عامل را بر این امر مؤثر دانست. نخست اینکه سوای دشت کویر و دشت لوت، سایر حوضه های بسته داخلی کوچک و کم وسعت می باشند و به وسیلهٔ کوهستانهای اطراف و حاشیه ای که به ارتفاع ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر بر آنها مسلّطند، احاطه شده اند. دوم اینکه کوهستانها آب را از طریق جریانات سیلابی در درون حوضه های مزبور تقسیم می کنند که منجر به افزایش رطوبت در سطح حوضه ها در خلال فصول زمستان و بهار می شود. سوم اینکه بری بودن آب و هوا، از تبخیر زمستانه جلوگیری می کند و موجب کاهش رطوبت جوی در این فصل می شود. چهارم اینکه رسوبات شستشو یافته به سمت درون حوضه ها نسبتاً ریزبافت بوده و با پوسته های سخت گلی قابل مقایسه می باشند که از مقاومت بسیاری در برابر جریان مکشی بادها برخوردارند. سرانجام پنجم اینکه تولید و فراهم شدن رسوبات ماسه ای در این حوضه ها در اثر کمبود رخنمونهای سنگ بستری ای محدود شده که به طور بالقوه می توانسته اند ماسه هایی را برای حمل و نقل توسط جریانات بادی حاصل کنند.

این بدان معنا نیست که پدیده های بادی فعال در داخلهٔ ایران کمیابند. میدانهای ماسه ای گسترده ای به ویژه حواشی جنوب و جنوب شرقی حوضه های اصلی فلات (آنهایی که هیچگونه ارتباط توپوگرافیک یا هیدروگرافیک با زاگرس ندارند) را می پوشانند. میادین ماسه ای در اثر وزش بادهای شمال ـ شمالی غربی که در تابستانها بر سطح حوضه ها می وزند ایجاد می شوند و مواد هم اندازهٔ ماسه ای را از بخشهای دور از مبدأ مخروطهای پایکوهی و برون زدگی های سنگ مادری برداشته و در قسمتهای حایل باد پناه به جا می گذارند. این بخشها در اثر افزایش میزان رطوبت ماسه ها شکل پایداری را می یابند (فرج الله محمودی، ۱۹۷۴).

بدین ترتیب اینگونه انباشتگی افزون ماسه ها و جود فرسایش بادی و باد رفتگی متراکم در این مناطق را تداعی می کند. جالبترین

مثال در این زمینه عبارت از دشت لوت واقع در فاصلهٔ ۱۰۰ کیلومتری شرق کرمان می باشد. ناحیه ای به وسعت ۵۰ در ۱۵۰ کیلومتر با بلندی نسبی ۲۰۰ ـ ۵۰۰ متر، دارای چندسری قابل ملاحظه از رشته های موازی و راهروهای بینابین می باشد (به طور محلی آنرا شهر لوت می نامند و وجه تسمیهٔ آن ها شباهتشان به یک شهر ویران از دور دست می باشد).

این پدیده ها را «یاردانگ» (پشته ها؛ نگاه کنید به مک کولی و دیگران، ۱۹۷۸) و «کلوت» می نامند (راهروها؛ به عنوان مثال ن. ک. درش، ۱۹۸۶ که دارای یک نقشهٔ مورفولوژیکی عالی از چالهٔ لوت می باشد و نیزن. ک. کک، ۱۹۷۲)[۶۰]. در مورد منشأ پدیده های فوق اختلاف نظر موجود است. مکولی و دیگران، (۱۹۷۸) عمل مکندگی بادهای شمال ـ شمال غربی در این راهروها را علّت پیدایش آنها می دانند که در نهایت به پیدایش یاردانگ ها در رسوبات موجود در کف مسیله های اولیه منجر شده است. درش (۱۹۶۸) و کک (۱۹۷۲) عقیده دارند که پدیده کلوت از یک منشأ جریانی ـ رودخانه ای سرچشمه می گیرد و عمل مکش بادها در حال حاضر در راهروهای آماده و پدید آمده انجام می گیرد. درش (۱۹۷۵) علائم چندین دورهٔ بارانی را در پادگانه های مجاور پایکوهها یافت و براین گمان بود که در دوره های یاد شده، حداقل بخش فوقانی سطح پرشدهٔ حوضهٔ لوت از رسوب انباشته شده است. کک (۱۹۷۲) کلوت را از نظر منشأ، یخچالی ـ بارانی می دانست و فعالیتهای بادرفتی را نشانه هایی از حاکمیت شرایط اقلیمی بین یخچالی قلمداد می کرد. امّا پذیرفتن فرضیهٔ بارانی مورد نظر کک دشوار است زیرا علائم نشاندهندهٔ الگوی زهکشی جریانی ـ رودخانه ای پیشین در جهت بادهای حاکم یعنی شمال ـ شمال غربی به سمت جنوب ـ جنوب شرقی یافت نشده اند. خطوط زهکشی طبیعی تمایل به مرکز حوضهٔ لوت می باشند. احتمال بسیار می رود که هماهنگی بین یاردانگ و کلوت، پدیده ای باقیمانده از فرسایش بادی دورهٔ پله ئیستوسن باشد که به واسطهٔ فعالیتهای بادرفتی کنونی، تازه و بکر نگه داشته شده اند.

منابع اندکی در ارتباط با مواد لسی (گستره ای از سیلت بادرفتی) در ایران وجود دارد. بوبک (۱۹۵۴) براین عقیده بود که نهشته های فاقد ساختمان سیلتی با دریاچه های پیشین مرتبط بوده و بنابراین دارای منشأ دریاچه ای می باشند. هاکرید (۱۹۶۲)[۶۱] موفق به یافتن لُسهای دریاچه ای با منشأ بارانی در استان کرمان شد. وی بر اساس آثار موجود مربوط به دوران میانسنگی در سطوح دست نخوردهٔ تپه ها، منشأ «بارانی» را بر پیدایش آنها مؤثر می دانست. این وضعیت را که با بیشتر عقاید و آرا مطابقت دارد، بایستی با یک دورهٔ خنکتر (سردتر) که تبخیر کمتر بوده مرتبط دانست تا دورهٔ متناوب پر باران. دلیل کمبود گسترش رسوبات سیلت بادی در ایران را احتمالاً باید ناشی از مقاومت سیلتهای متراکم حوضه های بیابانی در برابر عمل مکش بادها دانست.

(ادامه دارد)

پی نوشت ها:

33. Conrad & Conrad (1970 a,b); Motamed (1962); Nadji (1970,1974).
34. Pedimentation
35. Bobek (1959); Dresch (1972, 1975); Gabriel (1937); Krinsley (1970);Stratil Sauer & Weise (1974), Weise (1978)
36. Beaumont (1972); Degens & Paluska (1979); Ehlers (1969,1971); Kirkby (1977); Larsen (1975) ; Lees & falcon (1952); Rieben(1955), Shelmon (1978); Vita-Finzi (1969,1973,1975)
37. Fanglomerate مواد ته نشسته درمخروط افکنه هابا اندازه های یکسان که سنگ شده اند. م.
38. Vita-Finzi & Gorashi (1979)
39. Laterize
40. terra rossa خاکی سرخرنگ دارای ترکیبات رسی وهیدروکسیدآهن که بعداز تخریب شیمیایی به شکل نامحلول باقی می ماند و در تشکیلات آهکی تجمع می یابد. اقلیم مناسب برای تشکیل این خاکها، نیمه خشک می باشد. م.
41. Musandam Peninsula
42. Cross-bedded
43. Megard (1967)
44. Hole, Flannery & Neely (1969); Hole (1977).
45. chenopod
46. Caldocera پابرسران
47. thermoluminescence (TL)
48. Le Strange (1966)
49. Flight
50. Huntington (1905)
51. Pumpley
52. Russell (1889)
53. Meder (in Tucci, 1976:55-64).
54. Boreal
55. Fedorov (1957)
56. Shahrezamin
57. Kataglacial بین یخچالی. م.
58. Mc Burney (1968)
59. Schweizer (1975)
60. Coque (1972)
61. Huckriede (1962)