شواهد تغییرات محیطی در نواحی خشک

دکتر داریوش مهرشاهی
گروه جغرافیا ـ دانشگاه یزد
استادیار گروه جغرافیای دانشگاه یزد
(dmehrshahi@yazduni.ac.ir)

چکیده

نواحی خشک و نیمه خشک برروی هم بیش از ۳۰ درصد مساحت خشکی‌های زمین را دربرمی‌گیرند. این نواحی در دوران چهارم، همراه با پیش‌روی و پس‌روی یخچال‌های قاره‌ای و تغییرات اقلیمی، از نظر وسعت و نوع فرآیندهای طبیعی، تغییرات و تحولاتی را متحمل شده‌اند. آثار ناشی از این تغییرات و تحولات به صورتهای مختلف ژئومورلوژیک، رسوبی، فیزیکی، شیمیایی و زیستی، کم و بیش محفوظ مانده‌اند که شناخت و بررسی آنها می‌تواند در تشخیص وسعت و شدت تغییرات محیطی به ما کمک نماید.

در این مقاله که با مطالعهٔ منابع مختلف و به روش کتابخانه‌ای تهیه گردیده، ضمن دسته‌بندی انواع شواهد تغییرات محیطی در نواحی خشک، بنا بر نوع و ماهیت آنها، به طور مختصر، هریک از این شواهد مورد توجه قرار گرفته‌اند. مطالعهٔ دقیق ویژگی‌های این گونه آثار موجود از شرایط محیطی گذشته در نواحی خشک می‌تواند زیربنای مناسبی را جهت برنامه‌ریزی‌های محلی و ناحیه‌ای فراهم آورد.

واژه‌های کلیدی: نواحی خشک، دوران چهارم، تغییرات محیطی، کواترنر.

مقدّمه

محیط‌های خشک و بیابانی امروزی در طول دوران چهارم، از نظر اقلیمی و طبیعی دچار تغییر و تحولاتی شده‌اند. برای درک چنین تغییر و تحولاتی، لازم است که ژئومورفولوژیست‌ها شواهد بازمانده از شرایط محیطی گذشته را تشخیص دهند و آن را مطالعه نمایند. در واقع، شناخت شرایط مسلط فرسایشی کنونی و پیش‌بینی روند تغییرات آینده در چنین محیط‌هایی بدون کاوش در شرایط گذشتهٔ آنها میسر نمی‌گردد؛ بنابراین، آثار بازمانده از شرایط اقلیمی - محیطی دوران چهارم، زمان شکل‌گیری این پدیده‌ها و نیز ارتباط بین آنها درخور شناخت و تجزیه و تحلیل علمی و عملی است.

در این مقاله تلاش می‌شود که روشهای تشخیص شرایط طبیعی گذشته در نواحی بیابانی، بویژه با تأکید بر شواهد ژئومورفیک، رسوب‌شناسی و زیست‌شناسی بررسی گردند.

۱ـ بررسی پدیده‌های فیزیکی

الف) سواحل قدیمی

آثار بازمانده از خطوط ساحلی (Palaeoshoreline) و پدیده‌های مربوط به آنها مانند نوارهای ممتد ریگ و قلوه‌سنگ گرد شده یا دیسکی شکل، پرتگاههای ساحلی متروکه، باریکه‌ها و دلتاهای ساحلی - نشان‌دهندهٔ وجود دریا یا دریاچه در زمانهای گذشته هستند. این‌گونه پدیده‌ها حاصل تغییرات متناوب سطح آب، تأثیر امواج بر ساحل و یا حمل رسوبات توسط رودخانه هستند و گاهی، تا مدّت‌های طولانی حتی پس از خشک شدن دریاچه یا پسروی دریا هم باقی می‌مانند (برادلی[1]، ۱۹۸۵، ویلیامز[2] و دیگران ۱۹۹۳، لو و واکر[3] ۱۹۹۷).

چنین آثاری را در وهلهٔ نخست، از بررسی عکس‌های هوایی و نقشه‌های توپوگرافی می‌توان استنباط کرد. در مراحل بعد، از روی رابطهٔ بین اشکال مشابه و تعیین ارتفاع نسبی آنها نسبت به یک سطح مبنا، می‌توان دریافت که آیا بین قطعات و تپه‌های پراکندهٔ اطراف یک کویر رابطه‌ای وجود دارد یا خیر؟

1- Bradley. 2- Willams. 3- Lowe and Walker

اگر فرضاً، ارتفاع تکه‌های باقیمانده از رسوبات بسیار قدیمی در قسمتهای مختلف حاشیهٔ یک کویر دارای ارتفاع مشابه باشند و از اتصال آنها یک خط ممتد درست شود، این نشانهٔ آن است که اینها در مجموع با هم ارتباط دارند یا احتمالاً بازماندهٔ یک ساحل قدیمی هستند. به علاوه، رابطهٔ بین افق‌های خاک‌های فسیل، مشابهت نوع مواد رسوب‌گذاری شده در واحدهای پراکنده و بالاخره شکل و میزان هوازدگی لایه‌ها در بازسازی ارتباط خطوط ساحلی قدیمی مفید هستند (موریسون[1] ۱۹۶۵، دورنوند[2] و دیگران ۱۹۹۱، لو و واکر، ۱۹۹۷).

راسل[3] یکی از نخستین ژئومورفولوژیست‌هایی بود که با استفاده از بقایای سواحل قدیمی در ارتفاعات مختلف اطراف دریاچه باستانی لاهونتان (کالیفرنیا)، به این نتیجه رسید که سطح آب این دریاچه در دوران چهارم تغییرات اساسی داشته است (راسل، ۱۸۸۵).

در بعضی از حوضه‌های کویری که بدون دریاچه یا دارای دریاچه‌های بسیار کم عمق و کم وسعتی هستند، آثار متعدّدی از خطوط ساحلی دیرینه مشاهده شده است. به عنوان مثال، خطوط ساحلی قدیمی گوناگونی در طول کرانه‌های شمالی و غربی دریاچهٔ پلایای سیلور (Silver Lake Playa) یافته شده است که بالاترین آنها حدود یازده متر از کف دریاچهٔ کنونی ارتفاع دارد (دورنوند ودیگران ۱۹۹۱).

نخستین اثر قابل مشاهده از یک ساحل قدیمی در حاشیه یک کویر، بریدگی در شیب مشرف بر آن است که ممکن است به واسطهٔ تأثیر امواج در زمان وجود دریاچه پدید آمده باشد (واشبرن کامائو[4]، ۱۹۷۱). دومین پدیدهٔ مهم، مواد تراکمی حاصل از اثر امواج در سطح پایین‌تر از ساحل قدیمی است که در زیر آب ولی نزدیک به ساحل ته‌نشین شده‌اند.

مثالی از این نوع پدیده وجود پشته‌های ممتد از ماسه و ریگ‌های دانه‌ریز به موازات حاشیهٔ پلایاهاست. در ضمن، برخی از شکل‌های خاص از رسوب‌های ساحلی، نظیر شن‌ها و قلوه‌سنگ‌های عدسی یا دیسکی شکل، نیز گزارش شده‌اند (واشبرن کامائو،

1- Morrison. 2- Dohrenwend 3- Russell.
4- Washburn - Kamau.

۱۹۷۱). یکی از جالب‌ترین میراث‌های طبیعی در حوضه‌های خشک و نیمه خشک آسیا، آثار بازمانده از دریاچه‌های دیرینه در چاله‌هایی است که امروزه یا فاقد آب‌های سطحی هستند یا فقط باتلاق‌ها و دریاچه‌های محدود و کم عمقی دارند. این‌گونه آثار از اوایل قرن بیستم میلادی، در پاره‌ای از قسمت‌های آسیا مورد توجه قرار گرفته‌اند (هانتینگتون[۱]، ۱۹۰۵؛ هدین[۲]، ۱۹۱۰؛ بوبک[۳]، ۱۹۳۷؛ بوبک، ۱۹۵۹؛ نیل[۴]، ۱۹۶۹).

در حوضهٔ نیمه خشک کُنیا (Konya) در آناتولی مرکزی (ترکیه) که امروزه فاقد دریاچه دائمی است، بقایای مرتفع سواحل قدیمی و دلتاهای خشک افتادهٔ وسیع به خوبی نشان‌دهندهٔ وجود دریاچه‌ای وسیع در این محل است (دوریدر[۵]، ۱۹۶۵). هانتینگتون (۱۹۰۵) در حوضهٔ دریاچهٔ سیستان، وجود چندین تراس پلکان مانند را به عنوان شواهد تغییرات آب سطح دریاچه سیستان در دوران چهارم معرفی می‌کند.

البتّه باید در نظر داشت که همیشه و در همه حال، تراس‌هایی که شاهد سواحل قدیمی هستند به حالت افقی دیده نمی‌شوند و نیز تراس‌های مربوط به یک زمان خاص ممکن است به دلایل تکتونیکی در یک ارتفاع باقی نمانده باشند. به عنوان مثال، در اطراف «دریاچهٔ مردهٔ» کنونی (یا دیرینه دریاچهٔ لیسان Palaeolake Lisan) که در محل گودال تکتونیکی قرار دارد، سطوح برخی از تراس‌های ساحلی شاهد قدیمی که هم سن هستند در یک ارتفاع دیده نمی‌شوند و یا مقداری از حالت افقی خارج شده‌اند (بومن[۶]، ۱۹۷۱).

البته، در اطراف همین دریاچه و در مجاورت گسل‌های جدیدتر، نوارهای ساحلی قدیمی پوشیده شده از ریگ و شن و نیز واریزه‌های ناشی از ریزش دیواره‌ها وجود دارند که اثری از جابجایی‌های تکتونیکی نشان نمی‌دهند و در نتیجه، باید پس از جدیدترین حرکات تکتونیک پدید آمده باشند (بومن، ۱۹۷۱).

1- Huntington. 2- Hedin. 3- Bobek.
4- Neal. 5- De Ridder. 6- Bowman.

ب) شبکه‌های متروکهٔ آب و مسیل‌های قدیمی غیرفعال (Palaeodrainage Systems)

در نواحی خشک و بسیار خشک دنیا، آثار شبکه‌های آب متروکه شواهد خوبی برای شناسایی وضعیت هیدرولوژیک و اقلیمی به شمار می‌روند. در واقع، منشأ و روند تحول برخی از چاله‌های کویری در رابطهٔ مستقیم با تغییرشکل و وسعت شبکه‌های آب و مسیل‌های قدیمی تبیین می‌شوند. در شکل‌گیری بعضی از این کویرها، تغییر مسیر رودخانه‌های باستانی مؤثر بوده است. به عنوان مثال، در قسمت شرقی بیابان «تهار»[1] در هندوستان، برخی از پلایاهای کوچک در وسعت حدود چندکیلومترمربع به دلیل سد شدن راه رودخانه‌های قدیمی توسط تپه‌های ماسه‌ای متحرک یا براثر جابجا شدن مسیر این رودها به دلایل فرسایشی و مواجه شدن با بن‌بستهای توپوگرافیک امکان وجود یافته‌اند (امل کار[2]، ۱۹۹۰).

در ایران مرکزی، شواهد زیادی از وجود مسیل‌ها و مآندرهای متروکه دیده می‌شود که برخی از آنها از بستر فعال رودهای کنونی فاصلهٔ زیادی دارند. اگرچه پاره‌ای از این مسیل‌های متروکه ممکن است در موارد استثنایی دوباره فعّال شوند؛ ولی وسعت و بلوغ این مآندرها، تالوگ‌ها[3] و اینترفلووهای[4] مربوطه نشان از آن دارد که این پدیده‌ها (یعنی مسیل‌های متروکه، مآندرها و غیره) بازماندهٔ شرایط آب و هوایی مرطوب‌تر می‌هستند (محمودی، ۱۳۶۷).

مخروط افکنه‌های عظیم ودلتاهای آبرفتی در مجاورت کویرهای خشک امروزی، خود نشانه‌ای از فرایندهای رسوبی آبی بیشتر درگذشته هستند. نمونه‌هایی از وجود این مخروط‌های‌افکنهٔ عظیم در برخی از کویرهای کوچک ایران مرکزی دیده می‌شود که حتی قادر بوده‌اند یک چالهٔ کویری قدیمی را به دو حوضهٔ مستقل تقسیم کنند (کرینسلی[5]، ۱۹۷۰). پدیده‌هایی از این نوع می‌توانند به عنوان شواهد تغییرات ژئومورفولوژیک یا اقلیمی محسوب شوند (کرینسلی، ۱۹۷۰؛ محمودی، ۱۳۶۷).

تا مدّت‌های مدید، تصور می‌شد که یکی از جالب‌ترین پدیده‌های طبیعی دنیا موسوم به «گودال قطاره» در مصر، از فرسایش بادی شدید منشأ گرفته است. امّا

1- Tahar. 2- Amal Kar. 3- Talweg.
4- Interfluve. 5- Krinsley.

تحقیقات اخیر نشان می‌دهد که اگرچه باد نقش فعالی در حفر این گودال عظیم داشته، ولی عامل اولیهٔ پیدایش این پدیده اثر فرسایش آب بوده است (آلبریتون[1] و دیگران، ۱۹۹۰). علی‌رغم فرسایش بادی شدید در زمان حاضر و در طول دورهٔ «هولوسن»، وجود حالت «کوئستا» در قسمت شمالی این چاله و نیز آثار عمده آبرفتهای رودخانه‌ای و سیلابی فسیل شده حکایت از وجود فرسایش رودخانه‌ای بسیار قدیمی و احتمالاً مربوط به دورهٔ «پلیئستوسن» و قبل از آن دارند که به وجود آورندهٔ اولیهٔ این گودال بوده‌اند. بخش عمده‌ای از این آثار بعداً براثر تراکم ماسه‌هایی که ازطریق شمال صحرای آفریقا به این سمت وزیده‌اند مدفون شده یا تغییر حالت داده‌اند(آلبریتون و دیگران، ۱۹۹۰).

در شبه جزیره عربستان، بعد از مطالعهٔ عکس‌های هوایی و بررسی زمینی، شبکه‌های آبی متروکه‌ای کشف شده‌اند که نشانهٔ فعالیّت ممتد آب در گذشته دیرین هستند. این نوع آثار می‌توانند شاهدی از دوره‌های مرطوب‌تر «پلئیستوسن» باشند (السیاری و زتل[2]، ۱۹۷۸).

پ) مخروط افکنه‌های قدیمی و غیرفعّال (relict alluvial fans)

رسوبات آبرفتی اطلاعات مهمی در مورد مقدار و قدرت آب به ما می‌دهند. این اطلاعات می‌توانند در جهت تفسیر شرایط طبیعی و اقلیمی دیرینه مفید واقع شوند. آبهای روان در شرایط خاصی می‌توانند قدرت حمل و جابجایی مقدار زیادی رسوبات را پیدا کنند. این موضوع به ویژه وقتی اتفاق می‌افتد که دامنه یا شیب فاقد پوشش گیاهی مؤثّر برای جلوگیری از جابجایی خاک باشد. چنین شرایطی به خصوص در نواحی خشک وجود دارد.

در صحاری بسیار خشک عربستان، پیدا شدن لایه‌های ضخیم آبرفتی که دره‌ها را پر کرده‌اند نشانه‌ای است از دوره‌های مرطوب‌تر پلئیستوسن (جادو و زتل[3]، ۱۹۸۴). همچنین، در نواحی خشک و نیمه خشک استرالیا، تراکم مخروط‌های افکنه، نشانهٔ فرسایش و بریده شدن بعدی آنها توسط آب نشانه‌ای از تغییرات اقلیمی محسوب

1- Albritton. 2- Al - Sayari and Zotl. 3- Jado and Zotl.

می‌شود (ویلیامز، ۱۹۷۳). به عنوان مثال، در شرایط امروزی، «دریاچهٔ تورنز[1]» در جنوب استرالیا، دارای دمای میانگین سالانهٔ شانزده درجهٔ سانتیگراد و بارش سالانهٔ بین ۱۵۰ تا ۲۴۰ میلیمتر است. در این شرایط، جریان‌های محلی آب قادرند که مخروط‌افکنه‌ها را ببرند. اگرچه مقدار آب این جریانها نسبتاً کم است، امّا عقیده بر این است که تراکم آنها در دوره‌هایی خنک‌تر از امروز اتفاق افتاده که جریان آبها حجم و بار بیشتری داشته است(ویلیامز، ۱۹۷۳).

ت) تپه‌های ماسه‌ای و کوهریگ‌های قدیمی و غیرفعال

(inactive or relict sand dunes and sand ramps)

ابتدا لازم است توضیح داده شود که بین تپه‌های ماسه‌ای (Sand dunes) و کوهریگ‌ها (Sand ramps) تفاوتی وجود دارد. اگرچه ماسه‌های متراکم در هر دو پدیده به وسیلهٔ باد حمل شده‌اند، ولی در کوهریگ، عناصر دیگری از قبیل لایه‌های رسوبات آواری و آبرفتی نیز نقش مهمی بازی می‌کنند، در حالی که تپه‌های ماسه‌ای فقط از عناصر بادرفتی تشکیل شده‌اند (تامس[2] ودیگران، ۱۹۹۷؛ مهرشاهی، ۱۹۹۹؛ مهرشاهی و دیگران، ۱۳۷۷).

تپه‌های ماسه‌ای و کوهریگ‌ها وقتی به صورت متراکم و سخت شده درآمده باشند یا به عبارتی به صورت طبیعی تثبیت شده باشند، به عنوان علایم بیابان‌های دیرینه (Palaeodeserts) محسوب می‌شوند. این پدیده‌ها ممکن است در محل‌هایی هم دیده شوند که امروزه شرایط بیابانی ندارند و از این طریق، شاهدی بر گسترش گذشته قلمروهای بیابانی هستند (تامس، ۱۹۹۷).

با استفاده از عکس‌های هوایی وتصاویر ماهواره‌ای، می‌توان برخی از تپه‌های ماسه‌ای فسیل را پیدا کرد. در مورد تپه‌های طولی (Linear dunefields)، می‌توان گفت که تراکمی از گیاهان به صورت ممتد و طولانی نشانه‌ای از این تپه‌ها هستند؛ به عنوان مثال، در صحرای «کالاهاری[3]»، رأس تپه‌های طولی توسط درختان انبوه پوشیده شده است که می‌توانند ریشه‌های دراز خود را در ماسه‌های نرم فرو ببرند. رشد خطی

1- Torens. 2- Thomas. 3- Kalahari.

درختان در این منطقه نشانه‌ای است از وجود تراکم‌های طولی ماسه‌های قدیمی (تامس، ۱۹۹۷).

مشخّصهٔ عمدهٔ تپه‌های بادی فسیل چنین است:

● دفن شدن این رسوبات با رسوبات جدید غیربادی از جمله رسوبات دریاچه‌ای، دریایی، و سیلابی؛ مثلاً در بیابان تهار (Tahar) هند، حوضهٔ مگادیکادی (Magkadigkadi) بوتسوانا، و حوضهٔ چاد (Chad) در آفریقا، دفن شدن رسوبات بادی توسط رسوبات دریاچه‌ای، نشانهٔ مرطوب‌تر شدن اقلیم در بخشی از دوره‌های «پلئیستوسن» و «هولوسن» است.

● تشکیل لایه‌های اکسیدشدهٔ خاک در قسمت بالایی تپه‌های بادی، تراکم لایه‌های سخت گچ یا آهک (Calcification) یا تبلور این کانی‌ها در داخل لایه‌های ماسه بادی به طوری که کل مجموعه بادی حالت تثبیت شده یافته باشد. تفسیر این پدیده‌ها احتیاج به مطالعهٔ محلی دارد و تا حدودی پیچیده است.

● ایجاد پوشش گیاهی برروی تپه‌ها که نشانه‌ای از بیشتر شدن بارش یا موازنهٔ مثبت رطوبتی در منطقه است.

● تراکم رسوبات واریزه‌ای برروی تپه‌ها که معمولاً در مورد کوهریگ‌ها اتفاق می‌افتد و نشانه‌ای است از شدت عملکرد هوازدگی فیزیکی و در عین حال، عدم فعالیت فرایندهای بادی در آن مسیر پس از بر جاگذاشته شدن مواد واریزه‌ای (تامس و دیگران، ۱۹۹۷).

ث) آثار و شواهد یخچالی

شواهد بر جای مانده هم‌زمان با دوره‌های یخچالی، در نواحی خشک و نیمه خشک کنونی یکی از جالب توجه‌ترین و جذاب‌ترین آثار ژئومورفولوژیک کواترنر است. وجود این آثار، در جاهایی که امروزه مناطق گرم و خشک خوانده می‌شوند، نشانهٔ تحوّلات شدید آب و هوایی است.

اشکال مختلف ناشی از حرکت یخچال‌های قاره‌ای و یا کوهستانی می‌توانند مهم‌ترین وسیله برای تشخیص حد و حدود پیش‌روی اینگونه یخچال‌ها باشند. این نوع

آثار معمولاً در نواحی مرتفع کوهستانی، در مقایسه با شواهد موجود در نواحی پست قاره‌ای عرض‌های بلند، سالم‌تر و دست نخورده‌تر باقی مانده‌اند. از روی این شواهد، می‌توان گسترش عمودی و افقی پهنه‌های یخچالی دره‌ای و در نتیجه، میزان شدت سرما را نیز پیدا کرد. در اینجا، تعداد اندکی از آثار یخچالی که در تشخیص محیط طبیعی گذشته مناطق بیابانی به کار می‌روند به اختصار ذکر می‌شوند (لو و واکر، ۱۹۹۸).

در تشخیص وسعت و حدود یخچالهای دره‌ای (قاره‌ای)، از مورن‌های انتهایی (end or terminal moraines) کمک گرفته می‌شود. مورن‌ها حداکثر پیش‌روی یک یخچال را نشان می‌دهند. علاوه بر مورن‌های انتهایی، آثار وسعت و طرز استقرار و پیشروی یک یخچال را می‌توان با استفاده از مورن‌های جانبی (lateral moraines)، پشته‌های مارپیچی (esker)، دروملین (drumlin) یا تپه‌های بادامی شکل و پهنه‌های تخته‌سنگی شناسایی کرد.

شایان ذکر است که مورن به شکلهایی (landforms) گفته می‌شود که به وسیلهٔ عمل تراکمی یخچال ایجاد شده و مواد تشکیل‌دهندهٔ مورن‌ها تیل (till) نام گرفته است. مورن‌های جانبی محل تماس یخچال را با جداره دره در یخچال‌های کوهستانی مشخص می‌کنند که در حالت موازی با جهت حرکت یخ و برف قرار می‌گیرند. در مقابل، مورن‌های انتهایی یا همان مورن‌های پایانی (terminal moraines) عمود بر جهت حرکت یخچال و معمولاً به صورت شبه هلالی ظاهر می‌شوند. «درومل‌ین‌ها» معمولاً در یخچال‌های قاره‌ای شکل می‌گیرند و محور طولی آنها به موازات جهت حرکت یخچال است و شکلی بادامی یا تخم‌مرغی دارد. دماغه یا انتهای باریک‌تر تپه‌های درومل‌ین سمت حرکت را نشان می‌دهد (گاودی[1] و دیگران، ۱۹۸۵).

پشته‌ها یا تپه‌های باریک مارپیچی (esker) نشانهٔ عمل آبهای ناشی از ذوب برف در زیر یخچال هستند و محور طولی آنها هم جهت با مسیر جریان آب و معمولاً کم و بیش در جهت حرکت یخچال است.

پهنه‌های تخته سنگی از انباشته شدن مواد بسیار درشت دانهٔ مورن‌های انتهایی پس از ذوب یخ و پس‌روی یخچال ناشی می‌شوند و گاه، حجم و گسترش خطی آنها به حدی

1- Goudie.

است که این پدیده را «رودخانه سنگی» یا «رودسنگ» می‌نامند. این تخته سنگ‌ها برخلاف سنگ‌های محمولهٔ ابتدایی مربوط به حرکت یخچال‌ها، گوشه‌ها و زوایای خود را تا حدّ زیادی از دست داده و در معرض نوعی «گرد شدگی» قرار گرفته‌اند که نشانهٔ ساییده شدن، هم به وسیلهٔ یخ و رسوبات ریزتر در طول راه و هم به دلیل عمل آب‌های ناشی از ذوب در زمان تثبیت یخچال و بعداز عقب‌نشینی آن، است.

شکل‌های فرسایشی نیز به تشخیص امکان وجود یک یخچال کمک می‌کنند. این اشکال، از قبیل شیارهای طویل که به موازات حرکت یخ کشیده می‌شوند، نشانهٔ سایش سنگ‌ها و ذرات در کف بستر هستند. نوع دیگری از اشکال فرسایشی شاهد وجود سطوح صیقلی در جداره یا کف سخت دره‌ها هستند. بعضی از این سطوح، به عنوان مثال، در دره‌های اصلی شیرکوه - مثل درهٔ «طزرجان» حالت بسیار صیقلی و آینه‌مانندی دارند، به این علّت که محل سایش یخ و برف بر بدنه سنگی و سخت کوه بوده‌اند. این سطوح درگرانیت و سنگ‌های آذرین دیگر شدیداً اکسیده شده و رنگ تیره امّا برّاقی را، به دلیل ایجاد جلای سنگ، به خود گرفته‌اند.

از شکل‌های مهم در تشخیص وجود یخچال، سیرک یخچالی در ارتفاعات و بویژه در دامنه‌های نزدیک به قله است. البته بسته به شدت سرما و میزان بارش برف، ممکن است این سیرک‌ها در دامنه‌های پایین‌تر نیز پدید آیند. سیرک کلاسیک با بریدگی دیواره مانندی به سمت بالای آن و فرورفتگی کاوی در قسمت میانی و شیب کمتر و متمایل به افقی درقسمت انتهایی مشخص می‌شود. گاهی درکف سیرک بعد از ذوب یخ، دریاچه یا استخر کم عمقی باقی می‌ماند.

سیرکهای یخچالی یکی از مهمترین آثار طبیعی به منظور تشخیص دمای موجود در محل در دورهٔ سرد هستند. معمولاً مرز برف دایمی جایی در حدّفاصل دیوارهٔ سیرک تا قسمت انتهایی یخچال قرار دارد. این مرز به طور کلی و براساس تجربه‌های به دست آمده جایی در ۰/۴ فاصلهٔ ارتفاعی بین کف سیرک تا انتهایی‌ترین قسمت یخچال واقع است. در صورتی که ارتفاع برف مرز امروزی (حداکثر دمای تابستانی و حداقل دمای زمستانی در شرایط حاضر را همراه با طول فصل گرم و سرد در یک مکان) را داشته باشیم، با استفاده از شواهد دیرینه ژئومورفولژی از جمله خط برف‌مرز قدیمی و حداکثر

پیش‌روی یخچال، میزان تغییرات دمایی در دوره‌های یخچالی نسبت به زمان حاضر قابل سنجش است (لو و واکر، ۱۹۹۸).

۲ـ استفاده از رسوب‌شناسی

الف) رسوب‌شناسی دریاچه‌ای (Limnology)

به طور کلی، تجزیه و تحلیل رسوبات در جهت تفسیر وضعیت طبیعی گذشتهٔ یک محل بر پایهٔ بررسی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی و بیولوژیکی مواد استوار است. اطلاعات عمده‌ای را می‌توان با توجه به ساختار (Structure) لایه‌ها، دانه‌بندی مواد، رنگ، شکل‌ها و حالت‌های «ماکرو» و «میکرو» و کانی‌های موجود به دست آورد. تغییر در اندازهٔ ذرات و شکل و گرد شدگی آنها، شکل سطحی ذرات، حالت و ضخامت لایه‌بندی، درصد مواد آلی- بویژه مواد غنی از کربن و فسیلهای ریز (میکروسکوپی) و درشت (ماکروسکوپی)- حاوی اطلاعات مهم دربارهٔ محیط تشکیل و رسوب‌گذاری آنها هستند (لو و واکر، ۱۹۹۷). به عنوان مثال، تغییر حالت از «سیلت» و «رس» به ماسهٔ درشت و شن ممکن است نشانی از گذار از شرایط دریایی- دریاچه‌ای عمیق‌تر به شرایط کم عمق ساحلی یا به شرایط داخل خشکی (رودخانه‌ای، دلتایی) باشد. همچنین تغییر رسوب غنی از مواد آلی (ارگانیک) با لایه‌بندی مشخص به رسوب فاقد مواد آلی و بدون لایه بندی نشان‌دهندهٔ تغییر شرایط محیط رسوبی یا شرایط اقلیمی حاکم در محل است (لو و واکر، ۱۹۹۷).

نه تنها کیفیت شیمیایی مواد، بلکه خصوصیات فیزیکی آنها راهنمای منشأ، مسیر و فاصلهٔ حمل مواد از محل اصلی آنها و بویژه عامل مؤثر در حمل مواد است. ذرات ماسه‌ای با سطح صاف، گردشدگی مناسب و جورشدگی (Sorting) خوب به احتمال زیاد می‌توانند توسط باد یا رودخانه آورده شده باشند، در حالی که قطعات درهم و برهم، دارای گوشه‌های زاویه‌دار و شکسته و مخطط شده همراه با جورشدگی ضعیف بیشتر از منشأ یخچالی یا حرکت‌های دامنه‌ای حکایت دارند (رابرتز[1]، ۱۹۸۹). حضور قطعات بسیار درشت دانه (تخته سنگ) در حاشیه یا در سطح کویرهای خشک علامت

1- Roberts.

فعالیت‌های یخچالی یا سیلابی و جریان‌های گل و سنگ در گذشته هستند. البتّه باید توجه کرد که اینگونه مواد از هوازدگی و تخریب رخنمون‌های محلّی لایه‌های تشکیل‌دهندهٔ زیربنای کویر فراهم نشده نباشند (مهرشاهی، ۱۹۹۹).

قطعه سنگ‌های سرگردان، به عنوان مثال، توسط عامل باد و ورقه‌های شناور یخ بر سطح پهنه‌های آبی بسیار کم عمق می‌توانند تا مسافت چند صد متر جابه جا شوند، بدون آنکه تغییر مهمی در شرایط آب و هوایی حاصل گردد. در این زمینه یخبندان زمستانه، باد، وجود دریاچه‌ای کم عمق و بستر بسیار هموار جهت لغزش سنگهای ضروری است (رید[1] و دیگران ۱۹۹۵؛ مهرشاهی، ۱۳۷۴). با وجود تشابه بین بعضی از لایه‌های رسوبی دریاچه‌ای و پلایایی (کویری)، تفاوت‌هایی را نیز می‌توان بین آنها برشمرد. در جنوب غربی مصر، در «واحهٔ سلیما[2]»، رسوبات دریاچه‌ای در داخل چاله‌های محلی از رسوبات کویری داخل همان چاله‌ها (و در یک مکان) قابل تشخیص هستند (هینز[3] و دیگران ۱۹۸۹).

در اینجا، فی‌المثل، رسوبات دریاچه‌ای از مارل‌های کربناتی، لایه‌های ظریف گل ارگانیک و دیاتومایت تشکیل شده‌اند در حالی که رسوبات کویری از میان لایه‌های (interbedded) گل و ماسهٔ آبرفتی - تخریبی همراه با تبلور کانی‌های تبخیری تشکیل می‌شوند. در این مورد خاص، مواد دریاچه‌ای دارای رنگ‌هایی نظیر سبز کم رنگ، زرد و سبز هستند و مقدار گرده‌ها و سایر ذرات آلی آنها هم بالاست، ولی در مقابل، رنگ مواد کویری سرخ تا قهوه‌ای کم رنگ یا قهوه‌ای است که نشانه‌ای از شرایط اکسیده شدن محسوب می‌شوند و این مواد معمولاً فاقد مواد ارگانیک هستند یا میزان بقایای آثار ارگانیک در آنها کم است (هینز و دیگران، ۱۹۸۹). در نواحی بسیار خشک (hyperarid)، وجود رسوبات دریاچه‌ای (lacustrine) حاکی از دوره‌های مرطوب‌تر در این نواحی است در صحرای «نامی‌بیا» در آفریقای جنوب غربی در ناحیهٔ «نارابب» (Narabeb) در گودالهای مابین تلماسه‌ها، تا حدود ۳۶ متر رسوب شامل ماسه و گل‌سنگ وجود دارد. واحدهای ماسه‌ای که از جورشدگی خوب تا متوسطی برخوردارند و ذرات آنها گردشدگی خوب تا متوسط دارند به دلیل سطح کدر ذرات ماسه کوارتز، منشأ بادی

1- Reid. 2- Selima Oasis. 3- Haynes.

(aeolian) را نشان می‌دهند. از طرف دیگر، واحدهای گل‌سنگی که از آهک غنی هستند از لایه‌های ظریف رس و سیلت که با کانی کلسیت سیمان یافته‌اند درست شده‌اند. ویژگی‌های اخیر نشان می‌دهند که واحد گل‌سنگی در داخل پهنه‌های آبی بسیار آرام ته‌نشین شده‌اند (تلر و لنکستر[1]، ۱۹۸۶). تناوب مکرر نهشته‌های ماسه بادی و گل‌سنگ آهکی دریاچه‌ای در کریدورهای بین تلماسه‌ها بازتاب تغییر در میزان بارش و آب وارد شد، به این فضاها و به عبارتی، نشانهٔ تغییرات اقلیمی در این ناحیه است (همان‌جا).

ب) رسوبات چشمه‌های آهکی (تراورتن travertine یا توف آهکی tufa)

رسوبات چشمه‌های آهکی از خانوادهٔ کربنات کلسیم هستد که در اطراف بعضی چشمه‌های آهکی و در مجاورت یا کف برخی دریاچه‌ها و یا در مسیر رودهایی که آب آنها از لحاظ کانی‌های کربناته غنی هستند، تشکیل می‌شوند. حضور لایه‌های ضخیم تراورتنی توسط ژئومورفولوژیست‌ها مکرراً جهت تفسیر اوضاع دیرینه مورد استفاده قرار گرفته است (گاودی، ۱۹۸۳).

در سرزمین‌های کم آب، پیدایش تراورتن به طور عمومی به دوره‌هایی که میزان آب‌های زیرزمینی بیشتر می‌شود و سطح آب‌های زیرزمینی بالاتر می‌آید نسبت داده می‌شود. در نواحیی که شرایط اقلیمی آنها معتدل‌تر باشد، تشکیل بعضی از تراورتن‌ها نتیجهٔ تغییر در میزان بارش و در عین حال، افزایش دمای محیط است؛ در حالی که انواع دیگر ممکن است براثر فعالیت بیشتر چشمه‌ها به علت افت دما و تبخیر کمتر در دوره‌های سردتر پلیئستوسن تراکم یابند (گاودی، ۱۹۸۳).

در مجموع، دو منشأ اصلی برای رسوب‌گذاری تراورتن‌ها پیشنهاد شده است: یکی منشأ آب و هوایی و دیگری منشأ غیرآب و هوایی. به عنوان مثالی برای عامل اقلیمی، بنابر شواهد گرده‌شناسی به نظر می‌رسد که افزایش رطوبت در درّهٔ «آروا» (فلسطین) در بخشی از دورهٔ پلئیستوسن موجب رسوب‌گذاری تراورتن در گسترهٔ وسیع شده است؛

1- Teller and Lancater

هرچند طول مدت زمان این دوره معلوم نیست (وینشتاین - اورون[1]، ۱۹۸۷).

در بعضی از حالت‌های خاص، عوامل غیراقلیمی مثل عامل تکتونیک (فعالیت گسل‌ها) را از عوامل رسوب تراورتن گزارش کرده‌اند. مثلاً هورورویتز[2] (۱۹۸۷) تشکیل قسمتی از تراورتن‌های مربوط به دوره‌های خاصی از پلئیستوسن پایانی را به فعالیت‌های تکتونیک در دره اصلی دریای مرده (Dead Sea) که موجب تجدید فعالیت چشمه‌های آهک‌ساز گردیده بود مرتبط می‌داند. اگرچه این امکان وجود دارد که رابطهٔ بین گسله‌ها را به راحتی با روند خطی چشمه‌های آهک‌ساز مطابقت داد، ولی بعضی از زمین‌شناسان دید تک بعدی یا تفسیر تک عاملی را رد می‌کنند و همانطور که قبلاً اشاره شد، معتقدند که تفسیر منشأ تراورتن‌ها بهتر است با تجزیه و تحلیل گرده‌شناسی و یافتن سایر شواهد رسوب‌شناسی همراه باشد. تا نتیجهٔ تفسیر به واقعیت نزدیک‌تر و درست‌تر باشد (لوانت و کرونفلد، ۱۹۸۷).

ت) دوری کراست (duricrust) یا قشرهای سخت سطحی

وجود این نوع رسوب نیز در تشکیلات دوران چهارم و سرزمین‌های مختلف به شیوه‌های متفاوت تفسیر شده است. این اصطلاح که نخستین بار در ۱۹۲۸ توسط جغرافی‌دان و زمین‌شناس استرالیایی، و. ج. وولنا[3] عنوان شد به قشر سخت و معمولاً ضخیمی که از تراکم کانی‌های شیمیایی به خصوص سیلیس و اکسیدآهن در قسمت سطحی زمین براثر بالا آمدن سطح آب زیرزمینی، هوازدگی سنگ مادر و تبخیر کانی‌ها تحت خاصیت لوله‌های مویین انجام می‌گیرد، اطلاق می‌شود (وولنا، ۱۹۲۸؛ گاودی و دیگران، ۱۹۸۸).

تشکیل این زره‌های صحرا را به دو محیط متضاد مرطوب (humid) و خشک یا نیمه خشک نسبت داده‌اند. برای مثال، وجود قشرهای سخت غنی از آلومینیم - آهن (لاتریت) از نواحی مرطوب حاره‌ای گزارش شده است. وجود این‌گونه مواد در تشکیلات زمین‌شناسی همیشه شاهدی بر شرایط پر رطوبت و شستشوی خاک در زمان تشکیل آن قلمداد شده است. از طرف دیگر، قشرهای سخت آهکی (calcrete)، ژیپس

1- Weinstein - Evron. 2- Horowitz. 3- Woolnough.

(gypsycrete) و سیلیس (silcrete) بازمانده از دوره‌های خشک گذشته هستند (لو و واکر، ۱۹۹۷). گاودی و همکارانش (۱۹۷۳) خط بارش ۵۰۰ میلی‌متر را جداکنندهٔ محیط تشکیل کالکرت از سایر انواع زره صحرا در ناحیه خشک غرب هندوستان دانسته‌اند. دیوری[1] (۱۹۷۱) که از قشرهای قدیمی و حاوی آهن و سیلیس برای تفسیر اوضاع اقلیمی استفاده کرده وجود این نوع قشرهای قدیمی و کهنه را مربوط به شرایط اقلیمی مرطوب حارّه‌ای می‌داند که به هوازدگی عمیق سنگ مادر همراه با جابجایی کانی‌های تجزیه شده به سمت بالا منجر شده است. زره‌های ژیپسی یکی از پدیده‌های غالب در بیابان‌های گرم دنیا محسوب می‌شوند که به طور عمومی در سرزمین‌های با بارش کمتر از ۱۵۰ میلی‌متر و در جاهایی که منبع زمین‌شناسی مساعدی هم وجود داشته باشد تشکیل می‌شود (واتسون[2]، ۱۹۸۳).

در نواحی گرم و خشک، زره ژیپسی می‌تواند لایه‌های زیرین خود را از فرسایش مصون نگه دارد؛ مثلاً در جنوب تونس، زمینهای مربوط به دورهٔ پلئیستوسن توسط این نوع زره تا حد زیادی از فرسایش بادی محفوظ مانده‌اند. با این حال، زره‌های ژیپسی در مقابل فرسایش آبی (یعنی زمانی که میزان بارش از ۱۵۰ میلیمتر تجاوز می‌کند) آسیب‌پذیر هستند (واتسون، ۱۹۸۳). در نهایت، زره‌های ژیپسی را می‌توان شاهدی از مناطقی دانست که در آنها باران سالیانه کمتر از ۲۰۰ میلی‌متر است (واتسون، ۱۹۸۳).

منشأ تشکیل دو نوع از زره‌های آهکی (کالکراست) تشخیص داده شده است. یک نوع از زره‌های آهکی در رابطه با تغییر سطح آبهای زیرزمینی و نوع دیگر در ارتباط با تشکیل خاک پدید می‌آیند (ال سید[3]، ۱۹۹۴). برای مثال، ال سید (۱۹۹۴) در مطالعه زره‌های آهکی در بیابان کویت (شمال غربی خلیج فارس)، با مرور تحقیقات پیشین، مطالعات زمینی و آزمایش نمونه‌ها، نتیجه گرفت که نوعی از زره‌های آهکی مربوط به تبخیر از آبهای زیرزمینی در اثنای پلئیستوسن پایانی و اوایل هولوسن تحت شرایط خشک شکل گرفته‌اند. برعکس، در طول دوره‌های نسبتاً خنک‌تر و مرطوب‌تر پلئیستوسن و هولوسن زره‌های آهکی حاصل فرایندهای خاکزایی (Pedogenic) هستند. علاوه بر این، جالب است بدانیم که در نمونهٔ اخیر، یکی از منابع آهک علاوه بر

1- Dury. 2- Watson. 3- El Sayed.

هوازدگی سنگ مادر گرد و غبار آهکی ناشی از عملکرد باد بوده است (ال سید، ۱۹۹۴).

ث) جلای سنگ یا واکس صحرا (desert and rock varnish)

با وجود اینکه فرایندهای متعدد و پیچیده‌ای در ایجاد این پدیده دخالت دارند، ولی جلای سنگ یا واکس صحرا گاهی اوقات توسط برخی از ژئومورفولوژیست‌ها و زمین‌شناسان به منظور تفسیر شرایط طبیعی و اقلیمی گذشته به کار گرفته شده است (گاودی و پای[1]، ۱۹۸۳).

جلای سنگ پوسته‌ای سخت و براق از اکسیدهای مختلف آهن، منگنز، منیزیم و سیلیس در سطح سنگ‌ها. اکسیدهای تشکیل دهندهٔ این پوسته خود از تجزیه و انحلال کانی‌های داخلی سنگ تحت اثر هوازدگی شیمیایی و فرایندهای بیولوژیکی ناشی می‌شوند که به تدریج، به وسیلهٔ عمل تبخیر در سطح خارجی سنگ‌ها متمرکز می‌گردند (مانکاوز[2] ۱۹۷۵؛ گاودی و دیگران، ۱۹۸۸).

بعضی از عوامل بیرونی نظیر گرد و غبار در سرزمین‌های خشک نیز ممکن است فراهم‌کنندهٔ کانی‌های مورد نیاز برای تشکیل پوسته باشند (دورن و اوبرلندر[3] ۱۹۸۲؛ گاودی ودیگران، ۱۹۸۸).

زمان لازم برای تشکیل جلای سنگ همواره مورد شک و تردید بوده است؛ مثلاً انجل و شارپ[4] (۱۹۵۸) زمان کمتر از صد سال را برای برخی از پوسته‌ها پیشنهاد کرده‌اند، در حالی که الویج[5] (۱۹۷۹) زمانی مابین ۳۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ سال را برای تشکیل پوسته‌های قدیمی تخمین زده‌اند!

مسألهٔ دیگر، مکان و شرایط مناسب جهت پیدایش این پدیده است که از کوهستان‌های نواحی قطبی تا سرزمین‌های پست نواحی نیمه خشک و گرم متغیر است (والی[6]، ۱۹۸۳). زمان لازم برای تشکیل پوسته با ضخامت حدود ۵۰۰ میکرون (نیم میلیمتر) به نظر والی (۱۹۸۳) به حداقل ۶۰۰۰۰ سال هم می‌رسد. تحقیقات جدید در

1- Goudie and Pye
2- Monkhouse.
3- Dorn and Oberlander.
4- Engel and Sharp.
5- Elvidge.
6- Whalley.

این زمینه برروی اهمیت نقش عناصر بیولوژیک (ارگانیک) و روند بسیارکند تشکیل این پدیده تأکید دارند (دورن و اوبرلندر، ۱۹۸۱؛ دورن و اوبرلندر، ۱۹۸۲؛ دورن و دیگران ۱۹۸۶؛ دورن[1]، ۱۹۹۱).

دورن و اوبرلندر (۱۹۸۲) تکنیک جدیدی را پیشنهاد کرده‌اند که براساس آن، نه فقط سنّ پوستهٔ تشکیل شده به دست می‌آید، بلکه محیطی که این پوسته در آن به وجود آمده نیز تشخیص داده می‌شود. این تکنیک بعدها کامل‌تر شد و به عنوان روش جدیدی در مطالعهٔ شرایط دیرینهٔ طبیعی درآمد (دنیرو و دورن[2]، ۱۹۸۵؛ دورن ۱۹۹۰).

براساس این روش، با اندازه‌گیری مقدار ایزوتوپ‌های کربن ۱۳ موجود در پوستهٔ جلای سنگ، می‌توان به وضعیت اقلیمی زمان تشکیل آن پی برد. دو پژوهندهٔ نامبرده بین مقدار کربن ۱۳ جلای سنگ و نوع شرایط اقلیمی و گیاهی حاکم در محیط رابطه‌ای یافته‌اند. برای مثال، میزان کربن ۱۳ به دست آمده از پوستهٔ تشکیل شده در شرایط بسیار خشک تا خشک مابین «۱۲-» تا «۱۹-» در هر میلی‌گرم نسبت به PDB استاندارد بوده است. در مقابل، کربن ۱۳ به دست آمده از پوسته‌های تشکیل شده در نواحی نسبتاً مرطوب تا نیمه خشک مابین «۲۲-» تا «۲۴-» در هرمیلی‌گرم نسبت به PDB استاندارد بوده است (دنیرو و دورن، ۱۹۸۵).

۳ـ آثار بیولوژیکی (آثار موجودات زنده)

بقایای موجودات گیاهی و جانوری یا آثار باقی‌مانده از فعالیت آنها وسیلهٔ مناسبی برای شناسایی شرایط طبیعی گذشته است. آثار بیولوژیک همچنین به دلیل بالا بودن میزان کربن آلی می‌توانند از نظر تعیین سن مواد به کار آیند و در نتیجه، عملاً به تعیین زمان و تاریخچهٔ شرایط گذشته کمک می‌کنند. در عمل، با وجود فراوانی عمومی موجودات زنده، در طول دوران چهارم، مناطق سرد و خشک یا گرم و خشک همواره با کمبود نسبی روبه‌رو بوده‌اند. در اینجا، تنها گونه‌های جانوری و گیاهی قابل استفاده هستند که اولاً، نشان‌دهندهٔ شرایط بسیار خاص و معینی هستند یا به عبارت دیگر، نسبت به تغییرات طبیعی (دما، رطوبت و ارتفاع فی‌المثل) و فیزیکی (شوری یا اسیدیتهٔ

1- Dorn. 2- De Niro and Dorn.

آب یا خاک) سریعاً واکنش نشان می‌دهند و ثانیاً، شرایط برای حفظ بقایای آنها در لایه‌ها و مواد رسوبی مناسب بوده، مقدار قابل اطمینان از نظر آماری در نمونه‌های برداشت شده باقی مانده باشد (گاودی و دیگران، ۱۹۸۸؛ لو و واکر، ۱۹۹۷).

از جملهٔ فراوان‌ترین و مهم‌ترین موجودات از نظر دیرینه‌شناسی در محیط‌های دریاچه‌ای شور و شیرین، دیاتومه‌ها (diatoms)، استراکودها (ostracods: نوعی دوکفه‌ای ریز)، و گاستروپودها (gastropods: نوعی حلزون دارای پوستهٔ آهکی) هستند. حضور و فراوانی این نوع موجودات به وسیلهٔ عوامل خاصی همچون دمای آب، قلیایی بودن محیط، شوری، میزان اکسیژن محلول در آب و سرانجام میزان بالا بودن عناصر شیمیایی (سولفور و ازت) در آب کنترل می‌شود (ویلیامز و دیگران، ۱۹۹۳). در عین حال، ماندگاری بقایای موجودات مختلف نیز در هر شرایطی متفاوت است؛ مثلاً بقایای گرده‌ها در خاک‌های اسیدی بهتر محفوظ می‌مانند تا در خاک‌های آهکی و برعکس پوسته حلزون‌ها در محیط‌های آهکی دوام بیشتری دارند (دیم‌بلبای[1]، ۱۹۷۷).

الف) بقایای گیاهی درشت (شاخه و برگ‌ها، ریشه‌ها، ساقه‌ها، میوه‌ها)

این نوع آثار در صورتی که به مقدار زیاد محفوظ مانده و نسبتاً به آسانی قابل استخراج باشند، در تعیین شرایط محیطی گذشته و نیز در تعیین سنّ مواد، مورد استفاده قرار می‌گیرند. در صورتی که اینگونه آثار پراکنده و نادر باشند، تنها زمانی می‌توانند مورد تأکید قرار گیرند که به موازات استفاده از سایر شواهد و برای حل مسأله‌ای به کار گرفته شوند (لو و واکر، ۱۹۹۷).

رایج‌ترین بقایای گیاهی درشت قطعات درخت هستند. معمولاً قطعات درخت پس از گذشت مدّتی نه چندان طولانی، که بستگی به رطوبت و دمای محیط دارد، به صورت زغال درمی‌آیند.

سایر آثار عبارتنداز: برگ‌ها، دانه‌ها، میوه‌ها و شاخه‌ها. دانه‌ها (تخم‌ها) بویژه برای تشخیص گیاه تا حدّ شناخت «گونه»، مفید هستند، در حالی که گرده‌ها و تنهٔ گیاهان (درختان) معمولاً تا حد تشخیص «نوع»، مورداستفاده می‌توانندباشند(دیم‌بلبای،۱۹۷۷).

1- Dimbleby.

در رسوبات دریاچه‌ای و باتلاقی، تنوع زیادتری در آثار گیاهی به چشم می‌خورد؛ به طوری که بقایای گیاهان غیرآب‌زی و مربوط به محیط‌هایی دور از محل رسوب‌گذاری همراه با آثار گیاهان آب‌زی دیده می‌شود. نسبت بین آثار بازمانده از گیاهان آب‌زی یا در اینجا عناصر داخلی (autochthonous) به آثار موجود از گیاهان غریبه یا مربوط به خارج از آب یا در اینجا عناصر خارجی (allochthonous) از یک سو تابعی است از میزان تولید مثل، بازدهی و نحوهٔ پخش دانه‌ها، میوه‌ها، برگ‌ها و سایر عناصر گیاهی در محیط پیرامونی و از سویی تابعی است از سرعت و حالت رسوب‌گذاری در داخل محیط آبی (لو و واکر، ۱۹۹۷).

در نهایت، اگر آثار وجود درختان به صورت ممتد در منطقه‌ای وسیع یافت شود بیانگر تغییر شرایط اقلیمی خواهد بود. به عنوان مثال، تشخیص خط رشد درختان سردسیری در سرزمین‌های امروزه گرم و خشک نواحی صحرایی آفریقا یا غرب آمریکای شمالی نشانهٔ گسترش قلمرو آب و هوای سرد در دوره پلئیستوسن هستند (برادلی، ۱۹۸۵).

ب) بقایای گیاهی میکروسکوپی

از آثار گیاهی میکروسکوپی، گرده‌ها (pollen) مهمترین شواهد دیرینه‌شناسی هستند. آثار گرده‌های گیاهی به دست آمده از جنوب غربی «سیبری» در نزدیکی کوه‌های «اورال» نشان می‌دهد که در اواخر دوران «پلیوسن»، شرایط استپی خشک و سرد بوده و رودخانه‌های کم عمق در نواحی پست جریان داشته‌اند. همچنین، آثار گرده‌های گیاهی به دست آمده از لایه‌های آبرفتی عمیق‌تر رودخانه‌ای این منطقه نشانهٔ این است که در اواخر دورهٔ «میندل[1]» (در بخش قدیمی‌تر پلئیستوسن)، شرایط اقلیمی بسیار سرد و خشک در این منطقه حاکم بوده است (آرکیپوف[2]، ۱۹۶۹).

گرده‌های حاصله از نمونه‌های تراورتن «آروا[3]» در فلسطین اشغالی نشان دهندهٔ وجود آب و هوایی مرطوب‌تر قبل از دورهٔ «هولوسن» است. امروزه، درّهٔ آروا در جنوب دریای مرده از شرایط بسیار خشکی برخوردار است؛ به طوری که میانگین بارش در

1- Mindle. 2- Arkhipof. 3- Areva.

اینجا کمتر از ۵۰ میلی‌متر و میانگین دما در حدود ۲۵ درجه است.

درصد بالای گرده‌های مربوط به گیاهان درختی (arboreal pollens) برعکس گرده‌های گیاهان بوته‌ای یا غیر درختی (nonarboreal pollens) نشان دهندهٔ گسترش پوشش درختی مدیترانه‌ای به داخل دره‌های واصله به دریای مرده در آن زمان است (وینشتاین - اورون[1]، ۱۹۸۷).

مطالعهٔ دقیق آثار گرده‌های گیاهی دریاچهٔ کوچک امّا بسیار مهم «زریوار» (Zeribar در نوشته‌های غربی) در منطقهٔ مریوان کردستان شرایطی را در مورد روند آب و هوایی غرب ایران نشان داده که برخلاف نظریات گذشته بوده است (رابرتز، ۱۹۸۹). برای مثال، «وان زایست» و «رایت[2]» (۱۹۶۳) با مطالعه و سن‌گذاری این آثار، نتیجه گرفته‌اند که استپ‌های گستردهٔ «آرتمیسیا» در اواخر پلئیستوسن (بین بیست تا چهارده هزار سال قبل) در کردستان نشانی از آب و هوای سرد و خشک در این ناحیه است. این استپ‌ها در حدود سیزده هزار سال قبل، کم کم به «ساوانا»ی بلوط - پستهٔ وحشی تغییر حالت داده‌اند که نشان‌دهندهٔ گرمتر شدن محیط است. حدود ۵۵۰۰ سال قبل، این نوع ساوانا به تدریج به جنگل واقعی بلوط تغییر پیدا می‌کند که بازتابی از افزایش میزان رطوبت یا کاهش مقدار دمای محیط است (وان زایست و رایت، ۱۹۶۳).

ت) بقایای جانوری ماکروسکوپی (درشت)

وجود موجودات آلی (ارگانیک) به عوامل طبیعی و اقلیمی متعددی نیاز دارد. برای پستانداران، مهم‌ترین عناصر اقلیمی دما و بارش است. نوسان این دو عامل آثار متفاوت ولی مهمی برروی انواع مختلف پستانداران می‌گذارد.

بقایای پستانداران یافته شده در آبرفتهای رودخانه‌ای سرزمینهای پست غرب سیبری نشان می‌دهد که در این ناحیه، شرایط اقلیمی خشک در طول اواخر دوران پلیوسن و اوایل پلئیستوسن حاکم بوده است (آرکیپف، ۱۹۶۹). فراوانی گونه‌هایی از گاو وحشی (bison) و فیل‌های وحشی ویژهٔ مناطق سرد در سیبری غربی و نزدیک کوه‌های اورال نشان‌دهندهٔ مساعدتر شدن شرایط آب و هوایی در اواخر دورهٔ یخبندان ریس (Reiss)،

1- Weinstein - Evron. 2- Van Zacst and Wright.

یعنی تقریباً در اواسط دوران پلئیستوسن، است (آرکیپف، ۱۹۶۹).

همچنین، در رسوبات دریاچه‌ای بازمانده از حاشیهٔ صحرایی «ربع‌الخالی» عربستان اگرچه اثری از فسیل استخوان ماهی به دست نیامده، ولی مقدار کافی از بقایای استخوانهای پستاندارانی از قبیل گاو وحشی (bovid) و اسب آبی (hippopotamus) به دست آمده که از وجود چمنزارهای ساوانا در فاصله ۳۶۰۰۰ تا ۱۷۰۰۰ سال قبل خبر می‌دهد (جادو و زتل، ۱۹۸۴). یکی از مهم‌ترین نمونه‌های ماکروسکوپی مورد استفاده در تفسیرهای دیرینه‌شناسی، بقایای فضولات موش‌های صحرایی است که انواع آثار گرفته شده از محیط پیرامونی را در خود دارند (برادلی، ۱۹۸۵).

ث) بقایای موجودات ریز و میکروسکوپی

از آنجا که معمولاً فورامینی‌فرها (foraminifers) در رسوبات دریاچه‌ای یافت نمی‌شوند و بیشتر مخصوص محیط‌های دریایی یا دریاچه‌های مربوط به دریاها هستند، موجودات آب‌زی دیگری از قبیل استراکودها (ostracods) و گاستروپودها (gastropods) که دارای پوسته آهکی هستند اهمیت زیادی دارند (ویلیامز و دیگران، ۱۹۹۳). استراکودها موجوداتی دوکفه‌ای و بسیار ریز هستند که ممکن است با چشم غیرمسلّح هم قابل رؤیت باشند. این موجودات دارای صدف آهکی و شکل‌های متنوّع هستند؛ ولی معمولاً به شکل عدس کشیده یافت می‌شوند زیستگاه آنها هم محیط‌های دریاچه‌ای و دریایی است.

«گاستروپودها» نوعی از حلزونها به شمار می‌روند که هم در محیط‌های مختلف مرطوب از جمله سواحل دریاها، سواحل دریاچه‌ها و باتلاق‌ها و درکنارهٔ رودها و حتی درکنار چشمه‌ها و آبشارها در نواحی خشک دیده می‌شوند.

مطالعات رسوب‌شناسی دریاچه‌ای در دریاچهٔ «زریوار» نشان داده است که گونه‌های سردبوم کلادوسرا (cladocera: نوعی موجود ذره‌بینی آبزی) از حدود ۱۲۰۰۰ سال پیش، رفته رفته جای خود را به گونه‌های گرمسیری داده‌اند (مگارد[1]، ۱۹۶۷).

1- Megard.

ج) دیاتومه

دیاتومه‌ها (diatoms) گیاهان آبزی هستند که با توجه به میزان شوری و دمای آب، گونه‌های متفاوتی دارند. دیاتومه‌ها دارای پوستهٔ نازک سیلیسی هستند. باقی ماندن این پوسته بعداز مرگ آنها به تشخیص وضعیت شیمیایی و حرارتی آب در زمان حیاتشان کمک مؤثری می‌کند (مانیون[1]، ۱۹۸۲).

از آنجا که برخی از گونه‌های دیاتومه به درجهٔ شوری و شرایط آلکالینیتی آب بسیار حساس هستند، از وجود آثار آنها در رسوبات آبی نواحی خشک و نیمه خشک به عنوان شاهد بسیار معتبری از تغییر شرایط شیمیایی آب و به طور غیرمستقیم به عنوان شاهدی از تغییرات اقلیمی می‌توان استفاده کرد (مانیون، ۱۹۸۲). البته بزرگترین مشکلی که در مورد رسوبات دریاچه‌ای و باتلاقی نواحی خشک وجود دارد این است که بسیاری از آنها آنچنان شور هستند یا میزان نوسان و اغتشاش آب در آنها چنان شدید است که اصولاً دیاتومه‌ای در آنها زندگی نمی‌کند. مسألهٔ دیگر، میزان بازماندن پوسته‌های سیلیسی این موجودات است که در بعضی شرایط به دلیل وضعیت مواد رسوبی و آشفتگی یا تغییرات شیمیایی ثانویه، ممکن است حتی اثری از این پوسته‌ها نیز باقی نماند (مانیون، ۱۹۸۲). به عنوان مثال، دریاچهٔ «وان» در ترکیه علی‌رغم میزان فسفات زیاد، محیط خوبی برای زندگی دیاتومه‌ها و مواد ارگانیک دیگر است؛ ولی به دلیل داشتن آبی با آلکالینیتی بالا رسوباتی، راکه در آنها پوستهٔ دیاتومه‌ها محفوظ باقی بماند تولید نمی‌کند (ایوجستر و کلتز[2]، ۱۹۸۳). بنابراین، بهتر است اینگونه شواهد تغییرات محیطی نیز همراه با سایر شواهد به کار گرفته شوند.

۴ـ شواهد باستان‌شناسی و تاریخی

یکی از حساس‌ترین جنبه‌های باستان‌شناسی، یافتن رابطه‌ای بین فعالیت‌های انسانی و شرایط طبیعی دوره‌های مختلف است (بامهوف و هیزر[3]، ۱۹۶۵؛ رابرتز ۱۹۸۹). در این موارد، خود باستان‌شناسی نیز به ناچار، از شواهد گذشتهٔ چندگانه یا از علوم مختلف کمک می‌گیرد. مثلاً گرده‌شناسی (playnology)، جانورشناسی (zoology)،

1- Mannion. 2- Eugestr and Keltes. 3- Baumhoff and Heizer.

ژئومورفولوژی، بیولوژی و سرانجام زمین‌شناسی از جمله علومی هستند که عموماً توسط باستان‌شناسان مورد استفاده قرار می‌گیرند (رابرتز، ۱۹۸۹).

در غارهایی که زمانی در جنوب صحرای نوادای آمریکا، پناهگاه انسان بوده‌اند، باستان‌شناسان از طریق آزمایش فضولات جانوری بازمانده در آنجا و سن‌گذاری «رادیوکربن» مواد آلی آنها پی برده‌اند که در حدود ۴۰۰۰۰ سال پیش، جنگل سرو و کاج در این ناحیه وجود داشته است (بامهوف و هیزر، ۱۹۶۵). همچنین، از روی میزان تشکیل جلای سنگ برروی سنگ ابزارهای انسان‌های اولیه، سن تقریبی آن ابزارها را تخمین زده‌اند. بویژه در مواردی که کنده‌کاری‌هایی روی سنگ‌ها باقی مانده باشد، ضخامت جلای سنگ شاهد خوبی بر میزان قدمت فعالیت‌های انسانی در محل است (دورن و اوبرلندر، ۱۹۸۲).

کشف انبوه استخوان‌های گاوهای وحشی و ماموت‌ها در شمال غربی آمریکای شمالی نیز که به وسیلهٔ انسان‌ها شکار شده بودند، کمک کرد تا سنی معادل ۴۰۰۰۰ سال برای این فعالیت‌ها به دست آید. این گونه شواهد، دلیل خوبی است بر وجود آب و هوایی سردتر و احتمالاً با موازنهٔ مثبت رطوبتی در آن زمان (استونسون[1]، ۱۹۶۵). علت انقراض نسل این نوع جانوران هم به دلیل عامل انسانی (شکار بی‌رویه) و یا عامل طبیعی اتفاق افتاده باشد.

اسناد دست نوشته‌ها و گزارش‌های تاریخی هم حاوی نکات جالبی از تغییرات محیط طبیعی است. مثلاً متکالف[2] (۱۹۸۷) با مطالعهٔ صدها نامه و سند اداری دولتی و خصوصی از بایگانی اسناد یا مجموعه‌های شخصی در مکزیک، موفّق شد روند آب و هوایی چند صد سال اخیر تاریخ مکزیک را بازسازی کند. در مواردی، حتی بعضی از نقاشی‌های قدیمی صحنه‌هایی از طبیعت محلی را نشان می‌دهند که با شرایط امروز ما کاملاً متفاوت است. نقاشی‌هایی که از دره‌های پر از برف و زبانه‌های یخچالی آلپ در قرن هیجدهم و نوزدهم میلادی ترسیم شده برای پیش‌روی یخچالی در چنین زمان‌ها و مکانهایی گواه خوبی است.

1- Stiphenson. 2- Metcalfe.

منابع

۱ـ محمودی، ف. ۱۳۶۷؛ «تحوّل ناهمواری‌های ایران در کواترنر»، نشریهٔ پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۲۳، سال بیستم، صص ۴۳-۵؛ انتشارات مؤسسه جغرافیای دانشگاه تهران.

۲ـ مهرشاهی، د. ۱۳۷۴؛ «آشنایی با پدیده‌های جالب ژئومورفولوژیک: تافونی و سنگ‌های لغزان»، نشریهٔ رشد آموزش، جغرافیا، شماره ۲۹، ص ۲۳-۲۰، انتشارات وزارت آموزش و پرورش.

۳ـ د. مهرشاهی، د. تامس، م. بیت‌من، س. اوهارا: «چگونگی تشکیل، تحول و تعیین سن کوهریگ اردکان یزد»، فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی بنیاد پژوهش‌های آستان قدس مشهد، شماره ۵۱، زمستان ۱۳۷۷، صفحات ۱۲۰-۱۰۲.

4- *Al - Sayari, S.S. and Zolt, J.G. (Editors), 1978, Sedimentology, hydrogeology, hydrochemistry, geomorphology, and climatological investigations in central and eastern Saudi Arabia. Quaternary period in Saudi Arabia, 1. Springer - Vienna, 334 pages.*

5- *Albritton, C.C., Brooks, J.E., Issawi, B. and Swedan, A., 1990, Origin of the Qattara Depression, Egypt. Geological Society of America Bulletin, 102: 952-960.*

6- *Amalkar, J., 1990, a stream trap hypothesis for the evolution of some saline lakes in the Indian desert, Annals of Geomorphology (Zeitschrift Fur Geomorphologie)., 34(1): 37-47.*

7- *Arkhipov, S.A., 1969. Development of Quaternary river systems and alluvial deposits in western Siberian. Quaternary Geology and Climate, 16. National Academy of science, Washington, D.C.*

8- *Baumhoff, M.A., and Heizer, R.F., 1965, Climate and archaeology in the desert west. In: H.E.J. Wright and D.G. Frey (Editors), The Quaternary of the United States., Princeton, PP. 697-707.*

9- *Bobek, H., 1937. Die rolle der eiszeit in Nordwestiran Zeitschrift Fur Gletscherkunde, 25: 130-183.*

10- *Bobek, H., 1959, Features and Formation of the Great Kawir and Masileh, Iran.*

Desert Research Center of Iran, University of Tehran, Tehran, 63 Pages.

11- Bowman, D., 1971, Geomorphology of the shore terraces of the Late Pleistocene Lisan Lake, Israel, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 9: 183-209.

12- Bradley, R.C., 1985, Quaternary Paleoclimatology: Methods of Paleoclimatic Reconstruction, Chapman & Hall., London.

13- De Ridder, N.A., 1965, Sediments of the Konya Basin, Central Anatiolia, Turkey. Palaeogeogr, Palaeoclima, Palaeoecol., 1: 225-254.

14- De Niro, M.J. and Dorn, R.I., 1985, Stable carbon ratios of rock varnish matter: a new Palaeoenvironmental indicator. Science, 227: 1472-74.

15- Dimbleby, G.W., 1977. Ecology and Archaeology, The Institute of Biology's Studies in Biology, No. 77. Edward Arnold, London.

16- Dohrenwend, J.C. et al., 1991 Quaternary geology of the Basin and Range Province in California. In: R.B. Morrison (Editor), Quaternary Nonglacial Geology: Conterminous U.S. The Geology of North America. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 331-352.

17- Dorn, R.I. and Oberlander, T.M., 1981, Microbial origin of rock varnish. Science, 213: 1245-1247.

18- Dorn, R.I. and Oberlander, T.M., 1982, Rock Varnish, Progress in physical georaphy, 6: 317-367.

19- Dorn, R.I., Bamforth, D.B., Cahill, T.A., and others, 1986, Cation - ratio and accelerator radiocarbon dating of rock varnish on Mojave artifacts and landforms. Science, 231: 830-833.

20- Dorn, R.I., 1990, Cation - ratio dating of rock varnish: a geographic assessment, Progress in physical geography, 13: 559-596.

21- Dorn, R.I., 1991, Reply to accelerator mass sperctromertry radiocarbon dating of rock varnish, Geological Society of America Bulletin, 103: 312-314.

22- Dury, G.H., 1971, Relict deep weathering and duri crusting in relation to the palaeoenvironments of middle latitude. Geographical journal, 137: 511-522.

23- El Sayed, M.I., 1994, Evolution of landforms in the southern part of Kuwait. Journal of arid environment, 26: 113-128.

24- Elvidge, C.D., 1979, Distribution and Formation of Desert Varnish in Arizona. MS Thesis, Arizona Satate University.

25- Eugel, C.G., and Sharp, R.P., 1958, Chemical data on desert varnish Geological Society of America Bulletin, 69: 487-518.

26- Eugster, H.P., and Kelts, K, 1983, Lacustrine chemical sediments. In: A.S. Goudie and K. Pye (Editors), Chemical Sediments and Geomorphology. Academic Press., London, pp. 321-368.

27- Goudie, A.S., Allchin, B. and Hegde, K.T.M., 1973. The former extensions of the Great Indian Sand Desert. The Geographical Journal, 139, Part 1. (February): 243-257.

28- Goudie, A.S., 1983, Calcrete, In: A.S. Goudie and K. Pye (Editors), 1983, Chemical Sediments and Geomorphology Academic Press., London, 349 pp.

29- Goudie, A. et al., 1988. The Encyclopaedic Dictionary of Physical Geography. Basil Blackwell Ltd. Oxford, 528 pp.

30- Haynes, C.V., Eyles, C.H., Pavlish, L.A., Ritichie, J.C. and Rybak, M., 1989, Holocene Palaeoecology of the eastern Sahara, Selima oasis, Quaternary Science Review, 8: 109-136.

31- Hedin, S., 1910., Some physio - geographical indications of postpluvial climatic changes in Persia. Proceeding of International Geological congress., London, pp429-437.

32- Horowitz, A., 1987, Travetines of the arid regions, oxgyen isotope stages, and late Quaternary, climates of Israel., Letters to the editor, Quaternary Research, 27: 103-105.

33- 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.

34- Jado, A.R., and Zotl, J.G., (Editors), 1984, Quaternary Period in Saudi arabia, Geomorphic system in Saudi Arabia, 2. Springer - Verlag, Wien; Ryadh.

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

36- Levant, A. and Kronfeld, J., 1987. Reply to comment on "Travertines of the arid regions, Oxygene isotope stages, and late Quaternary climate of Israel" Quaternary Research, 27: 106-107.

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

38- Mankhouse, F.J., 1975, A Dictionary of Geography, Edward Arnold, London, 378pp.

39- Mannion, A.M., 1982, Diatoms: Their use in physical geography, Progress in physical Geography., 6: 233-257.

40- Megard, R.O., 1967, Late Quaternary cladocera of lake Zeribar, western Iran, Ecology, 48, No, 2: 179-189.

41- Mehrshahi, D., 1999, Late Quaternary Palaeoenvironment, Ardakan Playa, Central Iran, PhD Thesis, The University of Sheffield, Sheffield, 294pp.

42- Metcalfe, S.E., 1987, Historical data and climatic change in Mexico - A review. Geographical Jouranl, 153(2): 211-222.

43- Morrison, R.B., 1965 Quaternary geology of the Great Basin. In: H.E. Wright ahd D.G. Frey (Editors), The Quaternary of the United States. Princeton University press, Princeton, New Jersey, pp. 265-285.

44- Neal, J.T., 1969, Playa Variation. In: W.G. Mc Ginnies and B.J. Goldman (Editors), Arid Land in Perspective. American Association for the Advancement of Science., Washington, D.C. pp. 13-44.

45- Reid, J.B.J. et al., 1995, Sliding rocks at the Racetrack, Death Valley: What makes them move? Geology, 23, No.9: 819-822.

46- Roberts, N., 1989. The Holocene, An Environmental History, Basil Blackwell., London, 227 pp.

47- Russell, I.C., 1885, Geological History of The Lake Lahontan: A Quaternary Lake of Northwestern Nevada. Us Geological Survey Monograph, V. 11.

48- Stephenson, R.L., 1965, Quaternary human occupation of the plains. In: H.E. Wright and D.G. Frey (Editors), The Quaternary of the United States. Princeton University, pp. 685-696.

49- Teller, J.T., and Lancaster, N., 1986, Lacustrine sediments at Narabeb in the central Namib desert, Namibia, Palaeogeoraphy, Palaeoclimatology, Palaeoecology., 56: 177-195.

50- Thomas, D.S.G., Bateman, M.D., Mehrsahi, D., and O'Hara, S.L., 1997, Development and environmental significance of an eolian sand ramp of Last - Glacial age, central Iran. Quaternary Research., 48: 155-161.

51- Thomas, D.S.G., (Editor), 1997. Arid Zone Geomorphology: Process, Form And Change In Drylands. John Wiley & Sons, Chichester, 713pp.

52- Van Zeist, W. and Wright, H.E., 1963, Preliminary pollen studies at Lake Zeribar, Zagros Mountains, Southern Iran, Science, 14: 65-67.

53- Washburn - Kamau, C.K., 1971. Late Quaternary lakes in the Nakuru - Elmenteita Basin, kenya. Geographical Journal, 137: 522-535.

54- Watson, A., 1983. Evaporite sedimentation in non - marine environments. In: A.S. Goudie and k. Pye (Editors), Chemical Sediments and Geomorphology, Precipitaes and Residua in the Near - Surface Environment. Academic Press, INC., London, pp. 163-185.

55- Weinstein - Evron, M., 1987. Playnology of Plestocenetravertine from the Areva Valley,

Israel. Quaternary Research, 27: 82-88.

56- Whalley, W.B., 1983 Desert varnish. In: A.S. Goudie and K. Pye (Editors), Chemical Sediments and Geomorphology: Precipitates and residuea in the near - surface environment. Academic press., London, pp.197-226.

57- Williams, G.E., 1973, Late Quaternary piedmont sedimentation, soil formation and paleoclimates in arid south Australia. Annals of Geomorphology (Zeitschrift Fur Geomorphologie)., 17(1): 102-125.

58- Williams, M.A.J., Dunkerley, D.L., DeDeckker, P., Kershaw, A.P. and Stokes, T., 1993, Quaternary Environment. Edward Arnold, London, 329pp.

59- Woolnough, W.G., 1928, Duricrust: A note. Journal and Proceeding of the Royal Society of New South Wales., LXI. 27.

Evidences of Environmental Changes in Arid and Semi-arid Regions

Mehrshahi, Dariush, Ph.D.

Abstract

Arid and semi-arid areas cover more than 30 percent of the earth's lands. During the Quaternary period in reaction to glacial prigression and regression and climate changes, arid regions changed dramatically. Evidence of such environmental variations has been preserve with specific geomorphological, sedimentological, geochemical and biological features. This paper aims to introduce the evidence of climatic and environmental changes during Quaternary period, while classifying those pieces of evidence according to their nature and origin. The study has been done through library work and the most significant features, in terms or their palaeoenvironmental nature, have been selected and classified. Careful ananlysis of the characteristics of palaeoenvironmental evidence in air lands can offer a basic foundation for local and regional planning.