منشاء تپه های ماسه ای ساحلی خزر و تالاب انزلی

علی درویش زاده

گروه مهندسی معدن، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان

Archive of SID

چکیده

دریای خزر بعد از پیشروی نئوژن از کواترنر در حال پسروی بوده و بخش جنوبی آن به صورت گودال فرو نشسته‌ای تبـدیل شد به نحوی که رسوبات نئوژن و کواترنر در آن به حدود ۱۰۰۰۰ متر می رسد. بر اثر این پسروی رشته‌های ساحلی از آب خـارج شد و به صورت تپه های ماسه ای ساحلی پر از صدف نرم تنان با لایه بندی ظریف نمایان گردید. در پشت این تپه‌ها نیـز نـزولات جوی و آب رودخانه ها تجمع یافت و تالاب تشکیل شد که نمونه بارز آن تالاب انزلی و تالاب امیر کلایه لاهیجان و . . . است.

واژه های کلیدی: *دریای خزر، تالاب انزلی، تپه های ماسه ای.*

www.SID.ir

مقدمه

در طول ساحل دریای خزر و با فاصله حدود ۳۰۰ متری از آب دریا، تپه های ماسه ای به صورت رشته‌های طولی به ارتفاع تقریبی ۸ تا ۱۵ متر و به پهنای تقریبی ۸۰ تا ۱۲۰ متر، به موازات خط ساحلی دیده می شوند. این تپه ها اساساً از ماسه های صدف دار تشکیل شده و جز در مواردی که به وسیله رودخانه قطع می شود و یا برداشت آنها جهت مصارف ساختمانی، به صورت رشته ای لاینقطع، در طول و به موازات ساحل دیده می شوند. وجود ریپل مارک های نامتقارن، موجب شده تا در گذشته منشاء این تپه ها را بادی ذکر کنند (خسرو تهرانی - درویش زاده ۱۳۶۳، کوثری ۱۳۶۹ ، نوگل ۱۳۷۲). ولی مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی نشان داده است که این تپه ها تماماً منشاء دریایی داشته و در واقع رشته ساحلی (cordon littoral) یا طناب ساحلی زیر آبی قدیمی دریای خزر است که با پسروی آب دریا، رسوبات ناشی از فرسایش امواج ساحلی تدریجاً از آب خارج گردیده و با پسروی بیشتر آب دریا رشته ساحلی به صورت تپه ای موازی با ساحل، از آب خارج گردید. این تپه های ماسه ای اساساً به موازات خط ساحل دریا بوده و اعوجاج دامنه کوهستانی مشرف به ساحل و یا وجود خلیج ها و دماغه های محلی، تأثیری در شکل مستقیم آنها ندارد. بدیهی است با پس روی بیشتر آب دریا، رشته های ساحلی دیگری به موازات خط ساحلی ولی کوچکتر از آن به وجود می آید که نمونه بارز آن، در کیاشهر قابل مشاهده است (کوثری ۱۳۶۹).

با توجه به آنکه شدت جزر و مد در دریای خزر ناچیز است، رشته ساحلی باعث قطع ارتباط دریا با گود افتادگی پشت آن شده و نزولات جوی یا آب های رودخانه ها در این گودی ها تجمع می یابد و به این ترتیب تالاب و یا کولابهایی در این نواحی به وجود می آید که تالاب انزلی، کیاشهر، امیرکلایه (لاهیجان) و کیاکلایه (لنگرود) از نمونه های بارز آن به شمار می روند و کولاب قره بغاز در ساحل شرقی خزر، مشرف به ترکمنستان هم باقیمانده آب شور دریای خزر در این کولاب است.

۱ - زمین شناسی

جهت بررسی منشاء تپه های ماسه ای ساحلی دریای خزر، لازم است با زمین شناسی و کوههای حاشیه‌ای، محیط رسوبی دریای خزر و عوارضی که در نتیجه پسروی آب دریا، ساحل آن را به صورت امروزی در آورده آشنا شویم:

۱ - الف - زمین شناسی کوههای حاشیه ای دریای خزر

در کرتاسه ی پایانی، بر اثر فاز کوهزایی لارامید، البرز شمالی از آب خارج شد (نبوی ۱۳۵۵، درویش زاده ۱۳۷۰). ولی در طی نئوژن با پیشروی آب دریا، البرز شمالی دوباره بوسیله آب دریا فرا گرفته شد.

بنابراین، بیرون زدگی سنگ های کوه های حاشیه ای، بجز در پاره ای نقاط (جنوب ساری ، بابلسر و بهشهر) عموماً به کرتاسه فوقانی تعلق دارد. رسوبات کرتاسه در دامنه های شمالی رشته کوههای البرز در سمت شرق از نوع مارن و آهک مارنی کرم رنگ به سن ماستریشتین (چالوس و علمده) بوده و در آن

Archive of SID

www.SID.ir

فوران‌های بازالتی به وفور دیده می شود. در ارتفاعات املش، لاهیجان، چابکسر، علاوه بر رسوبات آهکی، افیولیت های کرتاسه پایانی بیشتر از نوع گدازه های بالشی، دایکهای دیابازی و گابرو نیز بیرون زدگی دارند. وجود دایکهای لامپروفیری و وفور گدازه های بازالتی آندزیتی هوایی، نشان دهنده ی خروج کامل آب دریا طی کرتاسه پایانی در این مناطق است. سن افیولیت‌های البرز غربی و آذربایجان نیز کرتاسه فوقانی ذکر شده است (خلعتبری جعفری و دیگران ۲۰۰۶).

وفور گدازه های بازالتی از چالوس تا رحیم آباد رودسر، کوههای درفک، جنوب لاهیجان یعنی در کوههای حاشیه جنوبی دریای خزر و ادامه آن در سمت مغرب (در حوالی پونل)، جاده اسالم به خلخال، حاشیه جاده طوالش به آستارا تا گردنه حیران (راه اردبیل) به صورت یک نوار آتشفشانی کم و بیش به هم پیوسته را باید به شکستگی‌های عمیق پوسته و بیرون زدگی این بازالتها در ارتباط دانست. این شکستگی ها در واقع گسل های حاشیه‌ای دریای خزر محسوب می شوند که (بربریان ۱۹۸۳) از آن به عنوان گسل خزر (در حاشیه جنوبی دریای خزر) و گسل تالش (در حاشیه غربی دریای خزر) نام می برد. این شکستگی ها، علاوه بر بیرون ریزی حجم عظیمی از بازالتها، موجب فرونشینی پوسته خزر و بالا زدگی کوه های حاشیه ای آن شد. زیرا همان طور که در بالا گفته شد رسوبات پالئوژن در دامنه شمالی البرز وجود ندارد و به اصطلاح این منطقه از آب خارج بوده است. ضمناً ضخامت رسوبات نئوژن و کواترنر در حوضه خزر به ۱۰۰۰۰ متر رسیده است (بربریان ۱۹۸۳) در حالی که تنها در میوسن فوقانی، با پیشروی دریای پاراتتیس، رسوباتی شامل مارن گچدار، ماسه سنگ و مارن های رنگی در تپه ماهورهای دامنه شمالی البرز، نظیر گرمابه رود و دره زلیم رود (واتان ویاسینی ۱۹۶۹) به ضخامت ۱۶۰۰ متر گذاشته شده و کل ضخامت رسوبات نئوژن و کواترنر در البرز شمالی از ۲۸۰۰ متر تجاوز نمی کند (ریبن ۱۹۶۶). در کوههای جنوب لاهیجان، میوسن از نوع قاره ای است و اساساً از کنگلومرا و آهک مارنی تشکیل شده است. قطعات سازنده این کنگلومرا، بیشتر بازالتی، آهکی و حتی گرانیت لاهیجان و سنگهای دگرگونی این ناحیه است. رسوبات اخیر با دگرشیبی فرسایشی بر روی رسوبات قدیم تر (عمدتاً کرتاسه) قرار می گیرند. تعیین ضخامت دقیق این رسوبات به علت فرسایش شدید آنها مقدور نبوده و تنها در روستای شیر نساء لاهیجان، حداکثر ضخامت آن به ۷۰ متر می رسد. بنابراین رسوبات دریایی نئوژن، دردامنه های البرز شرقی ضخامت بیشتری دارد و هر قدر به دامنه البرز غربی توجه کنیم تنوع و ضخامت رسوبات نئوژن به حداقل می رسد. حفاری هایی که شرکت ملی نفت ایران، به منظور اکتشاف نفت و گاز در ساحل و کف دریای خزر انجام داده است، وجود رسوبات دریایی کم عمق سازند آغچه گیل (پلیوسن فوقانی تاپلئیستو سن زیرین) و روی آن رسوبات سازند آپشرون (اساساً مارن) به طور هم شیب و سپس لایه های باکو (رس، ماسه با سخت شدگی اندک) به اثبات رسانده است. تا این زمان، دریای خزر با دریای سیاه ارتباط داشته است (واتان - یاسینی ۱۹۶۹، زونن شاین و لوپیشون ۱۹۸۶).

از این زمان با فرونشینی بیشتر کف دریای خزر و بر اثر حرکات پاسادنین رسوبات جدید خزر (پلئیستوسن میانی و فوقانی) از نوع رس و ماسه در دریا ته نشین شده است (شهرابی ۱۳۷۱).

Archive of SID

www.SID.ir

گسل خزر در جنوب و تالش در غرب دریای خزر هر دو به شدت فعال اند و بسیاری از زلزله ها ی گیلان و مازندران بر اثر فعالیت همین گسلها بروز می کنند. این دو گسل از نوع معکوس و تا اندازه ای رونده اند (بربریان ۱۹۸۳) و همان طور که قبلاً گفته شد فرونشینی کف دریای خزر در امتداد همین گسلها انجام می‌شود. میزان جابجایی دو طرف گسل خزر نسبت به هم لااقل به ۳۰۰۰ متر طی دو میلیون سال اخیر بوده است (بربریان ۱۹۸۳).

با توجه به آخرین فاز کوهزایی آلپی و نظر به بالا زدگی و فشردگی فلات ایران در این مرحله (بربریان و کینگ ۱۹۸۱)، می توان ادعا کرد که این فاز فشارشی فرونشینی کف دریای خزر را تشدید کرده و در عین حال، البرز شمالی را در امتداد همین گسلها به بالا رانده است. این نکته می تواند دلیلی بر توجیه ضخامت زیاد رسوبات نئوژن - کواترنر کف خزر باشد (۱۰۰۰۰ متر).

۱- ب - زمین شناسی دشت ساحلی

دشت ساحلی در گیلان و مازندران به عنوان دشت گیلان و مازندران شناخته می شود. در حالت کلی، دشت ساحلی را باید حد فاصل گسلهای حاشیه ای (خزر و تالش) تا خط ساحل فعلی دریای خزر در نظر گرفت. این دشت با شیب ملایم ۵ تا ۱۸درصد، از پای کوهها شروع و به ساحل دریا می رسد. پهنای آن در مناطق مختلف، متفاوت است. چنانکه در ناحیه رامسر تقریباً ۴۵۰ متر، در رشت و لاهیجان حدود ۳۵ کیلومتر و در بابلسر ۴۸ و در بهشهر به ۳۵ کیلومتر می رسد. ولی پهنای آن در حاشیه غربی دریای خزر (جاده پونل به آستارا) به حداقل می رسد.

با پسروی آب دریای خزر، رسوبات دشت گیلان، به سمت دریا عمدتاً کوهپایه ای، آبرفتی، دلتایی مردابی و ساحلی است. رسوبات کوهپایه ای با رنگ، جنس و ابعاد متفاوت، در دامنه کوهستانها و در واقع در پای فالزهای قدیمی ته نشین شده است. در بعضی مناطق بسیار دانه درشت (درحد متر مکعب) ولی عمدتاً از نوع قلوه سنگ، شن و ریگ است که خود بر اثر ضربات امواج دریا از دامنه های دیوار مانند جدا شده اند.

حد رسوبات آبرفتی و دلتایی را نمی توان مشخص کرد (شکل ۱) ولی بخش عمده دشت گیلان از رسوبات دلتای سفیدرود و مرداب انزلی تشکیل شده است. راس دلتای سفید رود در حوالی امام زاده هاشم و قاعده آن از ساحل لنگرود تا جفرود (به طول تقریبی۵۰ کیلومتر) قرار دارد. آب رودخانه سفید رود، در ابتدا در شمال لاهیجان وارد دریا می گردید که رسوبات دلتایی-آبرفتی آن در حوالی سوستان، به ارتفاع تقریبی ۱۴ متر دیده می‌شود (شکل۱) و سپس با پسروی تدریجی آب دریا به سمت مشرق یعنی به سوی لنگرود (چمخا له) روان بود.

این مسیر اولیه سفید رود بر اثر پسروی آب دریا تغییرکرد. مسیر آن ابتدا به سمت امیر آباد (سفید رود کهنه) و سپس در مسیر فعلی خود در کیاشهر وارد دریا گردید. به قول ماهیگیران پیرکیاشهری محل دام گذاری آنها فعلاً خشکی است و دریا در۶۰ تا ۷۰ سال اخیر، حدود ۳ کیلو متر عقب نشسته و رسوبات دلتایی

Archive of SID

www.SID.ir

به باغات روستاییان تبدیل شده است. رسوبات مردابی که از خشک شدن تدریجی تالاب ها به وجود آمده، عموماً از جنس سیلت، رس و ماسه با بقایای آلی فراوان و به صورت لجن است.

شکل ۱: رسوبات دلتایی جنوب لاهیجان(سوستان) که نشانه ای از ساحل قدیمی دریای خزر در این ناحیه است

به طور کلی، رسوبات دشت گیلان بر روی رسوبات دریایی پلئیستوسن ته نشین شده و عمدتاً از نوع دلتایی، رودخانه‌ای و مردابی است. نظیر همین رسوبات در دشت مازندران وجود دارد ولی عمدتاً از نوع آبرفتی، آواری و مردابی است.

۱- ج - رسوبات ساحلی

این رسوبات باریکه ای به موازات خط ساحل و به پهنای تقریباً ثابت ۳۰ تا ۴۰ متر تشکیل می دهند. این همان منطقه ای است که فرانسوی ها به آن پلاژ (plage) می گویند و اساساً از ماسه به همراه صدف نرم‌تنان تشکیل شده است. این منطقه عاری از پوشش گیاهی است و فقط در مواقع طوفانی به طورکامل در معرض هجوم آب دریا قراردارد. بخش دورتر از خط ساحل، خشک ولی بخش حاشیه ای به علت نفوذ موج و جزر و مد، دائماً خیس و آبدار است. بجز ناحیه رامسر که رسوبات ساحلی آن از نوع ریگ و شن به همراه ماسه است، ابعاد سازنده آن در سایر نقاط ساحلی ریز و از نوع ماسه است. جنس، رنگ و اندازه این ماسه ها در نواحی مختلف متفاوت است و بستگی به دبی آب رودخانه های وارده به دریای خزر، فاصله کوهستان از ساحل دریا و جنس سنگ هایی که آبهای جاری در منا طق کوهستانی از آن عبور می کنند دارد. در حوالی دلتای سفیدرود و چمخاله، عموماً دانه ریزتر ولی در حوالی سنگاچین ابعاد دانه ها درشت تر است. در حالت اول فاصله سنگهای دامنه ای تا دریا حدود ۳۰ تا ۴۰ کیلو متر و در حوالی سنگاچین و پونل، این مسیر کمتر از ۱۰ کیلومتر است. جنس ماسه های تشکیل دهنده به ترتیب فراوانی، عموماً شامل کوارتز، قطعات ریز سنگهای آتشفشانی، آهکی، قطعات ریز صدف نرم تنان، پیروکسن، ایلمنیت، مانیتیت، اولیژیست و ندرتاً

Archive of SID

www.SID.ir

پیریت سیاه رنگ است. فراوانی صدف نرم نتان گاهی تا۲۰ درصد می رسد (ساحل طوالش و شفارود). در این حالت، با اسید به سهولت می جوشد. رنگ تیره ماسه ها به وفورکانی ها و سنگهای تیره رنگ نظیر ایلمنیت، مانیتیت و قطعات ریز بازالتی بستگی دارد و دانه های براق اساساً سیلیس و کلسیت و به ندرت موسکویت‌اند. در سال های ۱۳۵۷ تا ۱۳۶۲ که سطح آب دریا تا حدود ۳۲۰ سانتی متر بالا آمده بود، پهنای این منطقه افزایش چشمگیری پیدا نکرد زیرا با تهاجم آب دریا، بخشی از آن به زیرآب رفت ولی شوری آب دریا، حد رستنیها و پوشش گیاهی را تغییر داد. با پیشروی آب دریا در سا لهای مذکور بسیاری از درختان تنومند ساحلی خشک شدند. زیرا با بالا آمدن آب دریا، سطح آب شور در زیر سفره زیر زمینی بالا آمد و موجب خشک شدن درختان مذکور شد.

۱-د- زمین شناسی پلیو- کواترنر خزر

حفاری های که شرکت ملی نفت ایران در ساحل دریای خزر و دریا انجام داده حاکی از نوسانات سطح آب دریای خزر در طی نئوژن بوده است:

- بر روی رسوبات کرتاسه فوقانی رسوبات متعلق به میوسن فوقانی با دگر شیبی فرسایشی متشکل از گچ، کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن دیده می شود (واتان و یاسینی ۱۹۶۹). این رسوبات در اطراف ساری (گرمابه رود و زلیم رود دیده شده است)، ولی رسوبات سارماسین فوقانی در منطقه دیده نمی شود که حاکی از پسروی آب دریاست.
- رسوبات پلیوسن میانی با نام سازند چلکن، در تپه ماهورهای دامنه شمالی البرز دیده می شود و اساساً از مارن‌های رنگین همراه با لایه های ماسه سنگ و کنگلومرا تشکیل شده است.
- بر روی سازند چلکن سازند آغچه کیل متشکل از آهک، مارن و رس ماسه دار ته نشین شده است که متعلق به پلیوسن فوقانی و اوایل پلئیستوسن است (شکل ۲).

رسوبات کواترنر خزر عبارتند از: - سازند آپشرون که کامل ترین رسوبات این سازند در چاههای اکتشافی گرگان و مازندران دیده شده است و متشکل از مارن های الوان، ماسه های دانه ریز، و گاهی خاکسترهای آتشفشانی است (موسوی روحبخش ۱۳۸۰).

- لایه های باکو یا باکووین (Bakuvian) که تنها در چاههای اکتشافی سواحل و دریای خزر دیده شده و متشکل از رس و ماسه با سخت شدگی اندک است. این رسوبات به وسیله خزر قدیمی به طور همشیب پوشیده می‌شود. حداکثر ضخامت آن در چاه دریایی شماره یک مازندران ۶۰۰ متر است و در مشرق یعنی دشت گرگان این ضخامت به ۳۶۰ متر می رسد (موسوی روحبخش ۱۳۸۰) که حاکی از افزایش ضخامت رسوبات از مشرق به مغرب است.
- رسوبات یا سازند خزرین، خود شامل خزر قدیمی و خزر جدید است که اساساً از ماسه دانه ریز و رس تشکیل شده است. سن رسوبات خزر جدید را (موسوی روحبخش ۱۳۸۰) به ۱۳۰۰۰ سال قبل تخمین

Archive of SID

www.SID.ir

می زند. در ناحیه گرگان و نکارود، بر روی رسوبات مزبور رسوبات قاره ای حاصل از فرسایش قاره ای (شن و ریگ توام با ماسه) و بر روی آن رسوبات بادی لس دیده می شود که نشان دهنده خروج از آب کوهپایه های گیلان و مازندران در عهد حاضر است.

شکل ۲: ستون چینه شناسی البرز شمالی از کرتاسه فوقانی تا کنون

در حال حاضر، با توجه به پایین رفتن سطح آب دریای خزر، کرانه های آن تقریباً مسطح است. امواج ساحلی ماسه ها را جابجا می کند و نیروی برگشت موج آنها را به اعماق دریا می کشاند. بنابراین ماسه ها، تحت تاثیر دو نیروی رفت و برگشت موج قرار می گیرند و در جایی که این دو نیروی متضاد، همدیگر را خنثی می کنند رسوبات ماسه ای روی هم ته نشین می شوند و برجستگی زیرآبی به وجود می آید که در تمام دریاها دیده می شود. در سواحل کوهستانی به جای ماسه قطعات قلوه سنگی و شن به همراه ماسه روی هم انباشته می شود و تپه زیر آبی طویلی با دو سه متر ارتفاع به موازات ساحل تشکیل می شود که به آن رشته ساحلی (cordon littoral) می‌گویند. شناگری که از ساحل به دریا ورود می کند به فاصله ۵۰ تا ۸۰ متری ساحل، این برجستگی زیرآبی را در زیر پای خود احساس می کند. یعنی ابتداً عمق آب زیاد می شود و تا حدود دو متر می رسد بعد از آن ناگهان عمق آب کم شده و به ۷۰ تا ۱۰۰ سانتی متر می رسد. این همان رشته یا طناب ساحلی است که در سرتاسر دریای خزر به پهنای ۳۰ تا ۸۰ متر و با دو شیب متفاوت (به سمت ساحل تند و به سمت دریا ملایم) در زیر آب وجود دارد. در دریاهایی که سطح آن پایین می رود، غالباً

Archive of SID

www.SID.ir

چند رشته ساحلی به موازات هم تشکیل می شود که هر یک از آنها نشانه ای از حد دریاهای گذشته بوده اند (سحابی ۱۳۳۱). در دریای خزر، از مازندران تا گرگان بین دامنه کوه (که سابقاً دریا بار خزر بوده است) و کنار فعلی آن وجود چندین رشته ساحلی قابل شمارش است که به پایین رفتن تدریجی سطح آب دریای خزر تا وضع امروز ارتباط دارد.

۱- ح – فرونشینی کف دریا خزر

کف دریای خزر به خصوص بخش جنوبی آن به حالت گودالی است که اصطلاحاً به آن گودال خزر جنوبی می‌گویند. کف این گودال از نوع پوسته اقیانوسی است (بربریان ۱۹۸۳، درویش زاده ۱۳۷۱، زونن شاین و لوپیشن ۱۹۸۶). ولی ضخامت این پوسته بر خلاف تمام پوسته های اقیانوسی حدود ۴۰ کیلومتر است (بربریان ۱۹۸۳). آنچه که در این جا به بحث ما مربوط می شود فرونشینی کف دریای خزر در طی نئوژن- کواترنر است به نحوی که ضخامت رسوبات این زمان که اساساً تخریبی هستند به ۱۰۰۰۰ متر می رسد.

تا پلیوسن میانی (حدود ۳/۵ میلیون سال قبل) بین دریای خزر و دریای سیاه ارتباط برقرار بوده (دیدون وژمن ۱۹۷۶، یاسینی و واتان ۱۹۶۹، زونن شاین و لوپیشن ۱۹۸۶). از این زمان ارتباط بین این دو دریا قطع شد در واقع با بازشدگی دریای سرخ پوسته ایران تحت فشار کوهزایی قرار گرفت و در نتیجه فلات آذربایجان در امتداد گسلهای حاشیه ای آن به سمت شمال به حرکت در آمده و باعث پیچ و تاب آذربایجان به سمت شمال شده و در عین حال ارتباط بین دو دریا به تدریج قطع گردیده و با ادامه این حرکات کوهزایی کف خزر به گودی نشست. به نحوی که بر روی رسوبات کم عمق ساحلی، رسوبات قاره ای مانند کنگلومرا و ماسه سنگ ته نشین شد. سایر شواهد عبارتند از:

الف- پایین رفتن سطح آب دریا تا ۲۸/۸ متر نسبت به سطح آب دریاهای آزاد (خرداد ۱۳۵۶).

ب- حضور رسوبات دلتایی در جنوب لاهیجان (سوستان) (شکل۱) و وجود قلوه سنگهای آبرفتی ساحل شرقی کیاشهر (شکل۳). این رسوبات به وسیله سفیدرود قدیمی در این محل مستقیماً به دریای خزر وارد می‌شد.

Archive of SID

www.SID.ir

شکل۳: قلوه سنگهای آبرفتی مختلف الجنس بر روی رسوبات صدف دار ناشی از پس روی ساحل دریا بر روی آنها نیز رسوبات آواری ته نشین شده است (ساحل کیاشهر)

ج- وجود رسوبات ساحلی (ماسه همراه با صدف نرم تنانی که در حال حاضر نظیر آنرا می توان در ماسه‌های کنار دریا ملاحظه کرد) در حفاریهای مناطق دشت و کوهپایه ای لیالستان لاهیجان که در حال حاضر تا ساحل دریا حدود ۲۴ کیلومتر فاصله دارد.

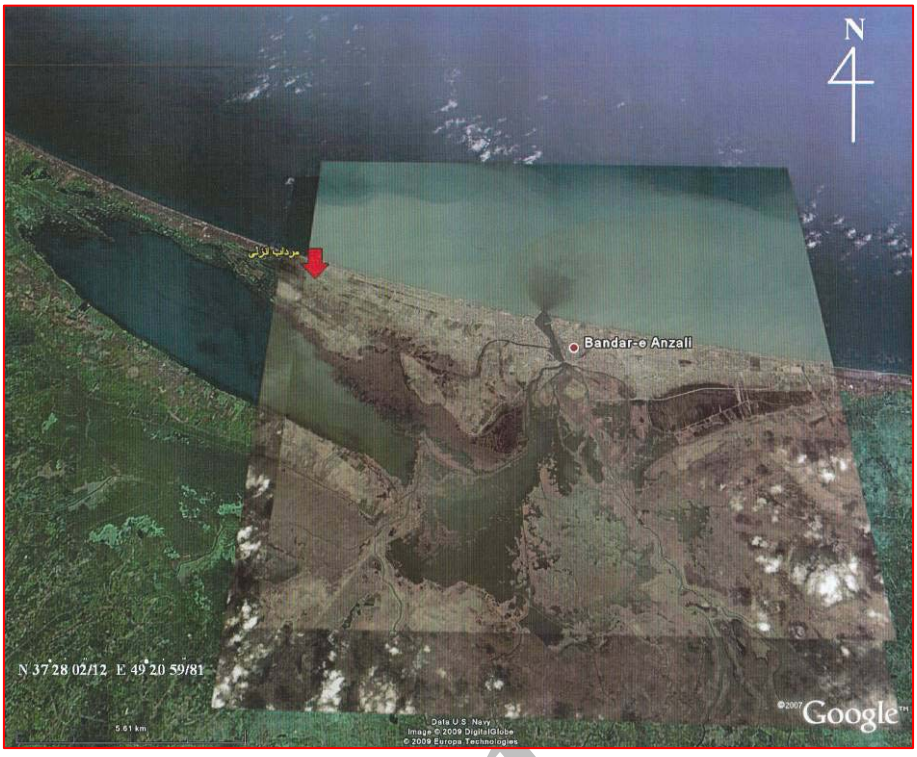
د- وجود دریا بارهای متعدد در طول سواحل کوهستانی قدیمی دریا مثلاً رامسر، طوالش، حاشیه جاده لنگرود - لاهیجان و به خصوص در حاشیه ساحل غربی دریای خزر (جاده طوالش به آستارا) و تخته سنگهای جدا شده از آن نظیر سواحل کوهستانی مازندران- گرگان قابل مشاهده است (سحابی ۱۳۳۱).

ه - درعکسهای ماهواره ای سواحل فعلی دریای خزر نسبت به دامنه های کوهستانی مشرف به آن حالت پله مانند دارد (شکل۴). در سواحل باختری دریای خزر (حوالی باکو) بین سواحل کوهستانی و کرانه دریا دشت ساحلی با شیب ملایم به دریا ختم می شود که می توان آن را ایوان ساحلی بیرون از آب مانده عهد حاضر در نظر گرفت.

و - در تمام سواحل خزر بجز سواحل شرقی، رسوبات دلتایی وجود دارد. مانند سفید رود در ایران ورود ولگا در روسیه. در واقع به علت کمبود نزولات و نبود جریان رودخانه ای قابل توجه در سواحل شرقی خزر، رودی به دریا وارد نمی شود (سواحل ترکمنستان). به همین دلیل، دریای اورال در سالهای اخیر به طور کامل خشک شد و در حال حاضر در محل آن، کشتی های به گل نشسته در حال انهدام به تعداد زیاد دیده می‌شود که خود شاهدی از خشکی هوای این منطقه است.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل۴: تصویر ماهواره ای سواحل فعلی دریای خزر و تالاب انزلی(پایگاه اینترنتی گوگل ۲۰۰۷ میلادی)

ز- پایین رفتن سطح اساس رودخانه، در دهانه سفید رود و حفر دیوار مانند حاشیه رودخانـه (مـثلاً پـل آستانه دارای ارتفاع تقریبی ۱۵ متر بالاتر از سطح آب است) که حاکی از پسروی آب دریای خزر است. ضـمن آنکه ارتفاع بالاترین تراس های آبرفتی همین رودخانه در رستم آباد نسبت به بسـتر فعلـی آن لااقـل ۸۰ متـر بالاتر است. به کمک شواهد صحرایی می توان پسروی آب دریای خزر را به اثبات رسانید (شکل ۵). مشاهده می شود که بر روی ماسه نرم ساحلی صدف دار زیرین، رسوبات آبرفتی با قلوه سنگهای مدور قـرار دارنـد کـه حاکی از پسروی آب بر روی رسوبات ساحلی است و روی آن خاک را زراعتی فرا گرفتـه اسـت. نظیـر همـین وضع، در ساحل امیر آباد (جاده کیاشهر به چمخاله) دیده می شود (شکل۶).

Archive of SID

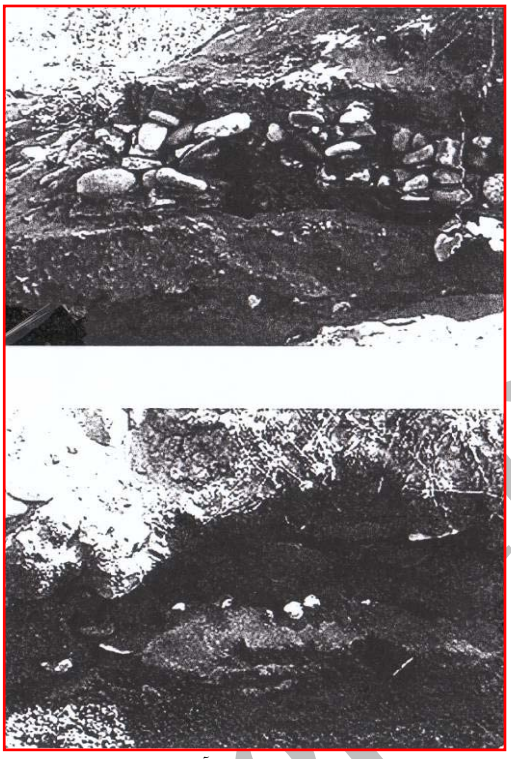
www.SID.ir

شکل۵: لایه های ماسه صدف دار در زیر، به وسیله رسوبات آبرفتی رودخانه ای پوشیده شده و بخش سطی آن بوسیله خاک زراعتی مفروش شده است (ساحل شفارود). قطعاتی از قلوه سنگهای آبرفتی از جا کنده شده و بر روی ماسه زیرین افتاده اند.

ح- بر اساس نقشه (شکل۷) که به وسیله آدام اولیریوس (Adam Olearius) در سال ۱۶۳۷ میلادی (۱۰۴۸هجری قمری) تهیه شده و در سفرنامه شش جلدی نامبرده در سال ۱۶۵۷ منتشر شده است (نقل از محمد رسول دریا گشت ۱۳۷۹ و احمد بهپور ۱۳۶۳) می توان ملاحظه کرد که تا ۳۷۲ سال قبل، به جای شهر انزلی، خلیج انزلی وجود داشته و رشت در حدود ۱۵ کیلومتری دریای خزر قرار داشته (دریا گشت ۱۳۷۹) و فاصله لاهیجان تا دریا کمتر از این مقدار بوده است. در حالی که امروزه فاصله مرکز شهر رشت و لاهیجان به خط مستقیم تا دریا به ترتیب حدود ۲۵و۲۷ کیلومتر است. به نوشته دریا گشت ۱۳۷۹، بر اساس نقشه فوق، شهری به نام انزلی وجود ندارد و راه کناره ای به عنوان انزلی تا آستارا دیده نمی شود. آن قسمت از نقشه که پیش رفتگی آب دریا در خشکی را نشان می‌دهد، خلیج وسیعی است و در آن عهد پناهگاه کشتی‌ها به منظور در امان بودن از دریا بود و بعداً تبدیل به مرداب شد. سمت راست خلیج مکانی را نشان می دهد که جزیره انزلی نام دارد و با علامت مشخص شده است. شهر انزلی فعلی از نظر موقعیت جغرافیایی تقریباً در شمال رشت واقع شده، در صورتی که مطابق نقشه، جزیره انزلی در جنوب کسگر قرار گرفته است. هیچ مناسبتی نباید بین این جزیره و شهر فعلی انزلی قایل شد. البته قدمت شهر انزلی را نباید بیش از این مدت (۳۷۰ سال) دانست (دریا گشت ۱۳۷۹).

Archive of SID

www.SID.ir



شکل۶: دو منظره از ماسه صدف دار در قاعده و رسوبات آبرفتی در بالا. این دو لایه بوسیله خاک زراعتی مفروش شده است(ساحل امیرآباد)

شکل۷: نقشه جغرافیایی ساحل گیلان در سال ۱۶۳۷ میلادی (۳۷۲ سال قبل). اکثر شهرهای گیلان فعلی در نزدیک ساحل دریای خزر قرار دارند و به جای تالاب، خلیج انزلی وجود دارد. نقل از محمد رسول دریاگشت ۱۳۷۹(مطالب داخل شکل از محقق نامبرده است)

www.SID.ir

۲- عوارض زمین شناسی ناشی از پس آب دریای خزر

تاکنون با توجه به شواهد زمین شناسی و صحرایی ثابت گردید که آب دریای خزر در طی کواترنر پسروی شدید داشته است. بر اثر پسروی تدریجی آب دریا، عوارض مهم زیر پدید آمده اند:

۲-۱- ایجاد تپه های ماسه ای ساحلی

۲-۲- ایجاد مرداب یا کولاب

۲-۳- تشکیل دریابارهای ساحلی

۲-۱-ایجاد تپه های ماسه ای ساحلی

در حاشیه دریای خزر، تپه های ماسه ای ساحلی حلقه وار و لاینقطع به موازات خط ساحلی قرار دارد و فقط در مناطقی که به وسیله رودخانه قطع می شوند و یا بر اثر برداشت هایی که به منظور مصالح ساختمانی از آن استفاده کرده اند این تداوم ازبین می رود (شکل ۸). ارتفاع این تپه ها از ۸ تا ۱۵ و ندرتاً تا ۲۰ متر متغیر است و در همه جا با دو شیب متفاوت مشخص اند.

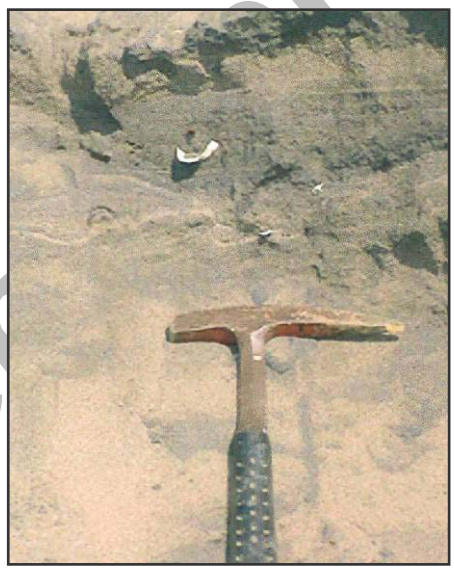
شکل۸: دو تصویر از لایه بندی افقی در تپه های ماسه ای ساحلی کیاشهر. با استخراج ماسه ها، این لایه بندی در آنها آشکار شده است. در داخل آن صدف نرم تنان دیده می شود. بخش سفید واریزه های ماسه های خشک شده بر روی دیواره قائم است.

Archive of SID

www.SID.ir

شکل۹: لایه بندی افقی در یک تپه ماسه ای ساحلی. بخش تیره عکس وفور دانه های ایلمنیت در بین ماسه ها است. به پراکندگی صدف دوکفه ای ها در بین رسوبات توجه شود. ضمناً بر اثر وزش بادهای ساحلی، ریپل های نامتقارن در سطح تپه های ماسه ای مشرف به دریا بوجود آمده است (ساحل کیاشهر نزدیک به بندر چونچنان)

در آنها لایه بندی افقی (شکل ۹) و گاه چینه بندی متقاطع (شکل ۱۰) دیده می شود. در لابه‌لای ماسه‌ها، صدف نرم‌تنان به صورت سالم و بعضاً خرد شده به وفور دیده می شود.



شکل۱۰: چینه بندی متقاطع در لایه های ماسه های صدف دار. این تصویر پس از استخراج ماسه جهت مصارف ساختمانی برداشت شده است (ساحل کیاشهر نزدیک بندر چونچنان). لایه های ظریف تیره رنگ مربوط به وفور لایه ایلمنیت در ماسه ها است.

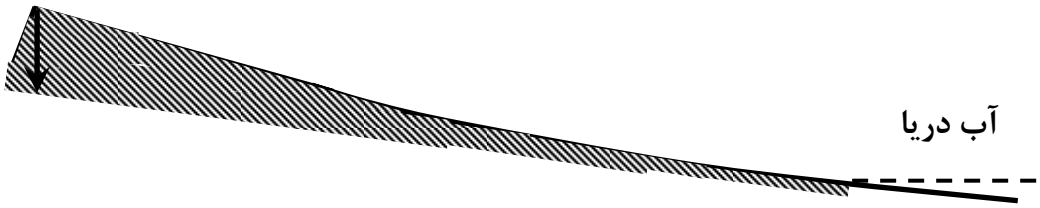
تاکنون منشاء تپه های ماسه ای ساحلی دریای خزر را بادی می پنداشتند (کوثری ۱۳۶۹، خسرو تهرانی و درویش زاده ۱۳۶۳، نوگل ۱۳۷۲، سحابی ۱۳۳۱) و دلایلی که در این مورد ارائه می شد عبارت بود از:

الف- وجود چند تپه ساحلی موازی با خط ساحلی و در راستای هم.

Archive of SID

www.SID.ir

ب- شکل نامتقارن تپه های ماسه ای ساحلی که در سمت خشکی با شیب تند حدود ۴۵ تا ۵۵ درجه و شیب ملایم ۱۰ تا ۲۰ درجه به سمت دریا (شکل۱۱).



شکل۱۱: تپه ی ماسه ای ساحلی نامتقارن دریای خزر

ج - وجود رپیل مارک ها یا چین وشکن های نا متقارن در سطح تپه های ماسه ای (شکل۱۳). شیب ملایم این رپبل‌ها عموماً در سمت دریا و شیب تند آنها به سمت خشکی است. ولی با تغییر جهت بادهای ساحلی شکل آن به سرعت تغییر می کند.

د - وجود چینه بندی متقاطع در لابلای تپه های ماسه ای که از ویژ گیهای ماسه های بادی است.

ه - جور شدگی دانه های ماسه در جهت عمود بر تپه های ماسه ای. یعنی ماسه های دانه ریز به سمت دریا دیده می‌شود. ولی مطالعات صحرایی در مناطق مختلف ساحل (سنگا چین، بندر انزلی، طالب آباد، حسن رود، کیاشهر و چمخاله یعنی در طول ۱۲۰ کیلو متری این تپه ساحلی) نشان داده است که این تپه ها نمی‌تواند از منشأ بادی باشد. بلکه رسوبگذاری تمام آنها در داخل آب دریا صورت گرفته و به اصطلاح منشأ زیر آبی دارند. شواهد این موضوع عبارتند از:

شکل ۱۲: ارتفاع این تپه ماسه ای در ساحل حسن رود به ۱۲ متر می رسد . در آن لایه بندی به خوبی حفظ شده است. بخش اعظم تپه های ماسه ای این ناحیه را جهت مصارف ساختمانی از بین برده اند (جاده حسن رود به کیاشهر ، بعد از کارخانه فیبرسازی).

Archive of SID

www.SID.ir

۱. وجود صدف نرم تنان فراوان مثل کاردیوم در این تپه ها ی ماسه ای (شکل۱۳) که هیچ گاه باد قادر به حمل و جابه‌جایی آنها نمی باشد دلیلی بر منشاء زیر آبی آنهاست ولی وفور صدف دو کفه ایها در سطح ماسه ها را باید به جابجایی دانه های ماسه بر اثر باد و برجا ماندن صدف مربوط دانست.

شکل۱۳: وفور صدف نرم تنان در سطح تپه های ماسه ای مشرف به دریا. بر سطح آنها ریپل مارک های بادی نامتقارن قابل مشاهده است.
الف – تپه ماسه ای کیاشهر ب – حوالی چمخاله ج - تپه ماسه ای جفرود.

۲. ابعاد متفاوت دانه های ماسه، مثلاً در سنگاچین دانه درشت تر ولی در کیاشهر و چمخاله دانه ریزند این وضعیت به فاصله تپه های مورد بحث از ارتفاعات مجاور در ارتباط است که در ناحیه اول کم (حدود ۸ کیلومتر) و در ناحیه دوم به بیش از ۳۵ کیلومتر می رسد. در حالی که نیروی وزش باد در طول ساحل خزر تا حدودی یکسان است.

۳. حضور قلوه سنگهای مدور در قاعده بعضی از این تپه ها (شکل۶) در ناحیه امیرآباد و شفارود که حاکی از فرسایش و رسوبگذاری آنها در آب بوده و باد قادر به جابجایی آنها نمی باشد.

۴. شکل ماسه های بادی اساساً نوک تیز و زاویه دار است، در حالی که ماسه های تشکیل دهنده تپه ها مدور و تا حدودی شفاف است (شکل۱۴). ضمن آنکه ماسه های بادی از نظر وزن مخصوص یکسان و کانیهای سنگین در آنها وجود ندارد. در حالی که حضور ایلمنیت های تیره به صورت لایه های موازی و متناوب با وزن حجمی ۴/۵ گرم بر سانتیمتر مکعب منشأ بادی آنها را نفی می کند.

Archive of SID

www.SID.ir

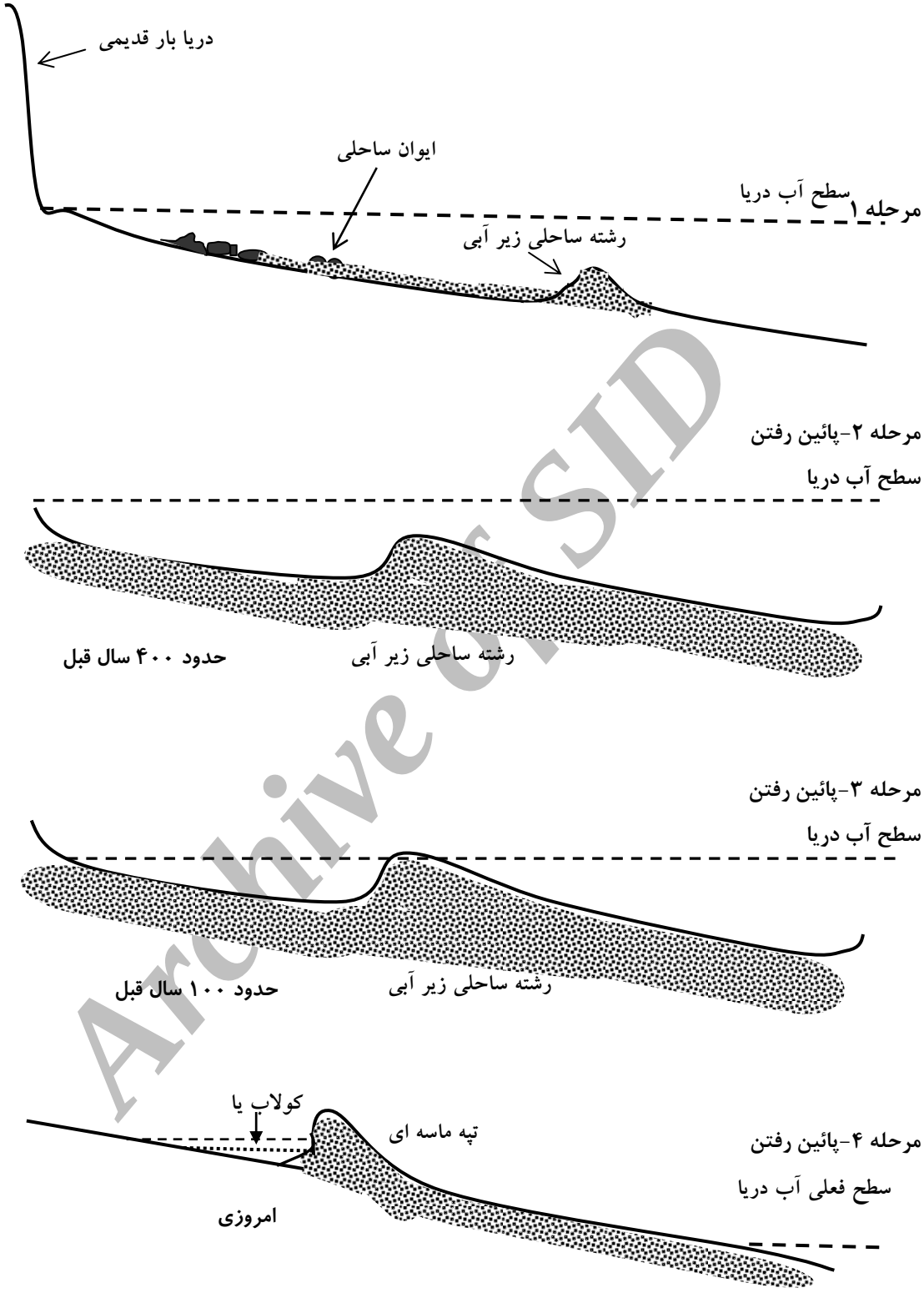
شکل ۱۴: تصویر استرئومیکروسکپی دانه های ماسه در تپه های ماسه ای حوالی جفرود- ۴۰ برابر

۵. وجود لایه بندی افقی در بسیاری از موارد که ناشی از رسوبگذاری در آب دریا است و چینه بندی متقاطع که به طور محلی دیده می شود، به علت تغییر جریان های ساحلی در محل شکست امواج می باشد. حال اگر به پسروی شدید آب دریای خزر توجه کنیم، به این نتیجه می رسیم که این تپه های ماسه ای ساحلی، تماماً رشته های زیر دریایی (طنابهای ساحلی) قدیمی هستند که با پایین رفتن تدریجی کف دریای خزر، رشته های زیر دریایی از آب بیرون آمده اند. در واقع خط ساحلی به هر شکلی باشد، این رسوبات زیر آبی، خطی ممتد و بدون اعوجاج تشکیل می دهند. در مناطق کوهستانی، قطعات سازنده آن دانه درشت و از نوع قلوه سنگ، شن و ریگ گرد شده اند ولی در سواحل مسطح اساساً از ماسه تشکیل شده اند، با پسروی آب دریا، این رشته ها به تدریج از آب خارج شده و در حال حاضر در ارتفاع ۱۰ تا ۱۵ متر از سطح زمین دیده می شوند.

در ساحل سنگاچین، در قاعده رسوبات رشته ساحلی، قطعات دانه درشت گرد شده دیده می شوند و رسوبات ماسه ای بر روی آن ته نشین شده اند. در ناحیه مزبور شنا گرانی که وارد دریا می شوند، در زیر پای خود، دو شیب متفاوت تند به طرف ساحل و ملایم در سمت دریا را احساس می کنند. در واقع، برخورد امواج دریا باعث تخریب این رشته ساحلی می شود و دو شیب متفاوت آن حتی پس از بیرون آمدن از آب دریا حفظ می گردد. مسلماً با پسروی بیشتر آب دریا باید تعدادی از رشته های زیر آبی به موازات ساحل یکی پس از دیگری از آب بیرون آیند. این وضعیت در ساحل خزر قابل مشاهده است.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۱۵: طرح فرضی از پائین رفتن سطح آب دریای خزر و خروج تدریجی رشته ساحلی زیر آبی و تشکیل تپه های ماسه ای ساحلی، که تدریجاً با تشکیل تالاب و تپه ماسه ای موازی با ساحل می انجامد

Archive of SID

www.SID.ir

چنانکه در عکسهای هوایی در کیاشهر ۵ تپه ودر انزلی۴ تپه کوچکتر قابل مشاهده است. در واقع در طول ساحل خزر فقط یکی مرتفع تر یعنی اصلی و بقیه کم ارتفاع و کوچکترند (۱تا ۲متر). حال این سوال پیش می آید که چرا فقط یکی از تپه های اصلی با ارتفاع زیادتر و بقیه ارتفاع ناچیز دارند. مسلماً تپه ماسه ای اصلی با ارتفاع زیاد قدیمی تر است و این رشته ساحلی هنگامی تشکیل شد که آب دریا نوسان قابل توجهی نداشته و به عبارت دیگر خط ساحلی و عمق آب تا مدتها لایتغیر بوده است. اگر ارتفاع حداکثر تپه ماسه ای را ۱۵متر در نظر بگیریم و اگر عمق آب روی این رشته ساحلی در زمان تشکیل ۲ تا ۵ متر فرض کنیم، رشته مزبور در زمانی که سطح آب دریای خزر حدود ۱۷ تا۲۰ متر بوده تشکیل شده است.

۲-۲- ایجاد مرداب یا کولاب

با خروج رشته ساحلی از آب دریا ابتدا، باریکه طویلی به نام کرانه ساحلی بوجود می آید (شکل۱۵) که قسمتی از آب دریا در پشت آن محاط می شود. بر حسب شرایط آب و هوایی، ممکن است کولاب یا تالابی در پشت آن تشکیل شود.

الف - در سواحل گرم که واردات آب شیرین کم یا هیچ باشد (مانند ساحل شرقی دریای خزر مشرف به ساحل ترکمنستان) در پشت کرانه ساحلی، تبخیر آب دریا شدید بوده و باقیمانده آب دریا به شدت تبخیر می شود و در نتیجه کولابی به وجود می آید که کولاب قره بغاز (شکل۱۶) در مشرق دریای خزر نمونه بارز آن است. کولاب یا خلیج قره بغاز به وسیله باریکه ای به پهنای تقریبی۴ کیلومتر از دریای خزر جدا شده است. در وقع، این باریکه ی خشکی، رشته ساحلی زیر آبی قدیمی بود که بر اثر پسروی آب دریا، از آب بیرون آمده و به صورت سدی، آب دریای خزر را از کولاب جدا کرد و فقط مجرایی به طول ۸۰۰ متر، این دو را به هم مربوط می کند. آب دریای خزر از راه این مجرا مانند رودخانه ای وارد خلیج می شد و چون تبخیر در ناحیه خلیج بسیار شدید است، در آنجا تبخیر می‌شد و رسوب نمک به خصوص سولفات سدیم (میرا بیلیت $Na_2SO_4,10H_2O$) در آن ته نشین می گردید. ولی در سال ۱۹۷۲ روسها سدی بر روی این مجرا به ارتفاع ۶ متر ساختند. به تصور محققین روسی با بستن این مجرا آب دریای خزر وارد خلیج قره بغاز نمی‌شود و سطح آب دریای خزر پایین نخواهد رفت. گرچه آب دریای خزر ابتدا کمی بالا آمد ولی خلیج قره بغاز به صورت محیط شور و کولابی در آمد و در ظرف ۱۵ سال (از۱۹۷۲ تا سال ۱۹۸۷)، مساحت آن به شدت کاهش یافت و با مقایسه به دو تصویر (شکل۱۶) این منطقه در حال خشک شدن است و آلودگی زیست محیطی غیر قابل تصوری به وجود آمده است و نسل فلامینگوی صورتی رنگ این خلیج در سال ۱۹۸۳ به کلی از بین رفت.

اگر دو تصویر منتشر شده به وسیله سازمان زمین شناسی آمریکا در سال ۱۹۷۲ و ۱۹۸۷ را با هم مقایسه کنیم (شکل۱۶) گسترش رسوبات نمک بسیار شدید بوده و قسمت اعظم خلیج خشک شده و بخش کوچکی از آن به صورت دریای مرده در آمده که هیچ موجود زنده ای در آن زندگی نمی کند. در پاییز سال

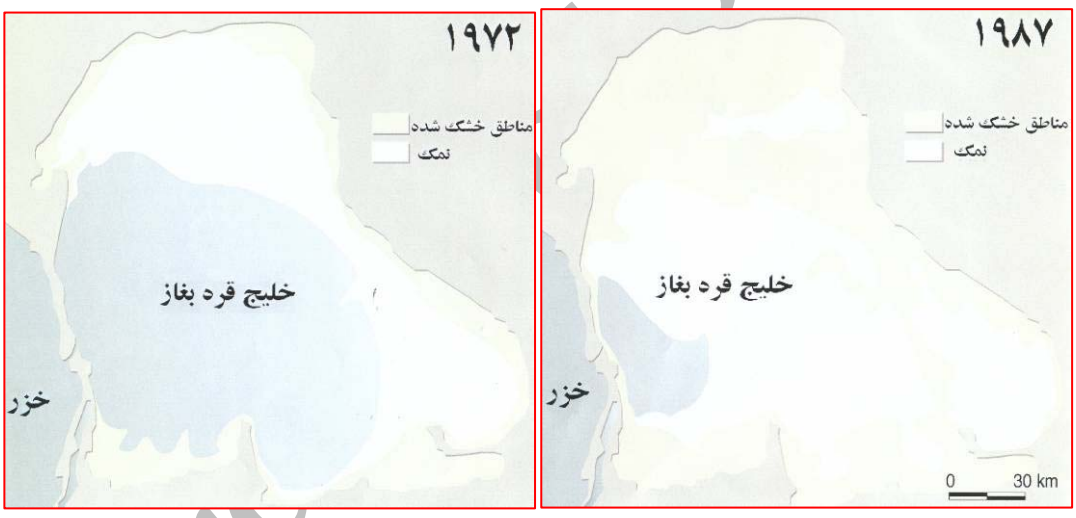
Archive of SID

www.SID.ir

۱۹۸۳ انیستیتوهیدرولیک ترکمنستان، اعلام کرد که طی ۱۰ سال یعنی پس از ایجاد سد بر روی مسیر آب ورودی دریای خزر به خلیج قره بغاز، سرعت خشک شدن خلیج ۱۰ برابر شده است.

ب - تالاب یا مرداب: در سواحلی که نزولات زیاد باشد واردات آب شیرین رودخانه در پشت کرانه ساحلی، علاوه بر آنکه حجم تبخیر آب را جبران می کند، دریاچه را به باقیمانده آب شیرین یا تالاب تبدیل می کند که نمونه بارز آن تالاب انزلی، تالاب امیرکلایه لاهیجان و تالاب کیاکلایه لنگرود است.

مساحت تالاب انزلی، در ابتدای تشکیل حدود ۲۰۰ کیلومتر مربع بوده و این تالاب در آغاز قرن پانزدهم، بر اثر ایجاد دو زبانه خشکی باریک و شنی بر روی خلیج انزلی تشکیل شد. بنابراین از نظر زمین شناسی بسیار جوان است. تالاب مزبور تا نیمه قرن هجدهم تا روستای پیر بازار گسترش داشت و وسعت آن در آن زمان دو برابر مساحت فعلی بوده است (آقاجان نوری ۱۳۷۲ به نقل از دریاگشت). متاسفانه، وسعت این تالاب به علت ورود رسوبات از رودخانه ها و جاری شدن آب تالاب به سوی دریا که در واقع جریانی یک طرفه (بر عکس کولاب قره بغاز) است، روز بروز کمتر می شود (شکل۴).



شکل۱۶: کولاب قره بغاز، در ساحل شرقی دریای خزر، در ابتدای تشکیل به صورت خلیج بوده است. به مرور زمان باریکه ای ارتباط آن را با دریای خزر قطع کرد و با توجه به آنکه، منطقه مشرف به صحرای ترکمنستان است، به صورت کولاب در آمده و نمک سراسر خلیج را فرا گرفته است (عکس از سازمان زمین شناسی آمریکا)

با ورود آب رودخانه ها به داخل تالاب، رسوبات دانه درشت تر در حاشیه کناری ته نشین می شوند و رسوبات دانه ریزتر مانند ماسه و گل ولای به مرکز آن انتقال می یابند. رشد بی رویه گیاهان مردابی به همراه رسوبات مزبور، بر سرعت نابودی تالاب افزوده است. به علت تجزیه و تخمیر همین بقایا رسوبات حالت تعفن پیدا کرده و به صورت لجن سیاه رنگ مملو از گاز متان در آمده است (مضطرزاده و دیگران ۱۳۶۳).

تالاب امیر کلایه لاهیجان نیز (شکل۱۷)، در نتیجه تجمع آب شیرین رودخانه ها در پشت رشته ساحلی قدیمی به وجود آمده و در حال حاضر، وسعت آن نسبت به گذشته محدودتر و کوچکترشده است. زیرا با

www.SID.ir

پسروی آب دریا، اکثراً ارتباط آب به صورت یک طرفه یعنی از تالاب به دریای خزر برقرار شده است. تالاب کیاکلایه لنگرود نیز که زمانی تالاب بسیار وسیعی در حاشیه دریای خزر تشکیل می داد و وسعت آن بالغ بر ۲۸۰ هکتار بود در ۱۰ تا۱۵ سال اخیر ابتدا به مرداب و سپس به کلی خشک شد. زیرا کف آن نسبت به سطح آب خزر، در ارتفاع بالاتر قرار داشته و چون شیب تندتری نسبت به دو تالاب قبلی داشته آب آن با سرعت زیادتر به سوی دریا هدایت شده است. با کم شدن واردات آب شیرین و پر شدن آن از رسوبات سیلت و رس، امروزه به کلی خشک شده و در حال حاضر نیز شهرداری لنگرود، نخاله های ساختمانی منطقه را در آن تخلیه می کند تا لااقل از آلودگی زیست محیطی آن جلوگیری به عمل آورد.

خلیج گرگان یا خلیج حسینقلی، در منتهی الیه مشرق دریای مساحتی خزر حدود۴۰۰ کیلومتر مربع دارد. این خلیج به وسیله باریکه طویلی از دریای خزر جدا شده است. این باریکه رشته ساحلی قدیمی است که با پسروی آب دریا، سر از آب بیرون آورده است. باریکه مزبور شبه جزیره میانکاله را تشکیل داده که همراه با مجمع الجزایر آشوراده وسعتی حدود ۳۵ کیلومتر مربع دارد. اگر چه خلیج مزبور راه ارتباطی وسیعی با دریای خزر دارد و در واقع هنوز به حالت پیشرفته تر یعنی تشکیل تالاب نرسیده است و مسلماً در آینده به صورت تالاب و سرانجام به سرنوشت تالاب کیاکلایه خواهد رسید.

شکل۱۷: تالاب امیرکلایه لاهیجان که در حال حاضر باریکه ای از آب در آن جریان دارد
(عکس ماهواره ای گوگل ۲۰۰۷)

www.SID.ir

۲-۳- تشکیل دریابارهای ساحلی و رابطه بین تپه های ماسه ای ساحلی با دلتای رودخانه ای

در حدود ۳۰۰ متری شمال پل کیاشهر، تپه ها ی ماسه ای قدیمی مملو از دانه های سیاه رنگ ایلمنیت به صورت لایه لایه، همراه با صدف نرم تنان به ارتفاع تقریبی ۱۵ متر که تماماً نشانه های از رسوبگذاری دریایی است در منطقه دیده می شود. در حال حاضر، فاصله این رشته ساحلی قدیمی که امروزه تپه ماسه ای ساحلی را تشکیل داده تا ساحل دریای خزر حدود ۵ کیلومتر است. در همین محل آب رودخانه سفیدرود، دلتای شهر کیاشهر را تشکیل داده است (درویش زاده ۱۳۷۰).

در طرفین مسیر رودخانه سفیدرود فعلی و در فاصله حدود ۲۴۰ متری از دو طرف آن امتداد تپه ماسه‌ای قطع شده است یعنی با پس روی آب دریا، ابتدا رشته ساحلی از آب خارج شد و به صورت تپه ماسه‌ای نمایان گردید. این تپه سپس به وسیله رودخانه سفید رود قطع شد و دلتا به پیشروی خود به سمت دریا ادامه داد و در حال حاضر حدود ۴/۵ کیلومتر از این رشته ساحلی فراتر رفته است.

۳- نتیجه گیری

با ذکر دلایل صحرایی و آزمایشگاهی و با استفاده از عکسهای ماهواره ای و بر اساس لایه بندی در تپه‌های ماسه ای ساحلی، وجود لایه های ایلمنیت دار، وفور صدف دوکفه ای های فراوان مثل کاردیوم و گردشدگی ماسه‌های سازنده این تپه ها، منشاء دریایی و زیرآبی این تپه ها به اثبات می رساند که خود در نتیجه پائین رفتن سطح آب دریای خزر در طی کواترنر به وقوع پیوسته است. با توجه به شواهد فوق، منشاء بادی این تپه ها باید از اذهان پاک شود.

۴- منابع

۱. بهپور، احمد (۱۳۶۳): سفرنامه آدام اولیر لوین Adam Olearius (ترجمه) سازمان انتشاراتی و فرهنگی ابتکار تهران۱۳۶۳.
۲. خسرو تهرانی، خسرو - درویش زاده، علی. - (۱۳۶۳). زمین شناسی ایران. انتشارات آموزش و پرورش. ۲۴۲ صفحه.
۳. نوگل سادات، میر علی اکبر. (۱۳۷۲): شرح نقشه استان گیلان. گزارش داخلی استانداری گیلان.
۴. درویش زاده، علی. - ۱۳۷۰ : زمین شناسی ایران، انتشارات ندا (امیر کبیر)،۹۰۱ صفحه.
۵. دریا گشت، محمدرسول. -(۱۳۷۹): سیری در گذشته تاریخی گیلان. مجله فرهنگ گیلان، شماره ۷ و ۸، ص ۲۹-۳۶.
۶. سحابی، یدالله. - (۱۳۳۱): زمین شناسی عمومی، جلد اول–انتشارات دانشگاه تهران،۲۷۲ صفحه.
۷. شهرابی، مصطفی. - (۱۳۷۱): زمین شناسی کواترنر در کرانه های دریای خزر. ترجمه پالوسکا. انتشارات سازمان زمین شناسی و تحقیقات معدنی کشور - شماره ۶۰ .
۸. کوثری، سلیمان،- زکیخانی، م. - (۱۳۶۳): منابع تیتانیوم دشت ساحلی گیلان. سازمان زمین شناسی کشور - گزارش داخلی.
۹. کوثری، سلیمان. - (۱۳۶۵): تکامل دلتای سفید رود و راهنمای بازدید از منطقه. مجله رشد زمین شناسی، شماره ۱.
۱۰. کوثری، سلیمان. - (۱۳۶۷): تکامل تالاب انزلی، مجله رشد زمین شناسی، شماره ۱۲ و ۳، صفحات ۴-۱۱.

Archive of SID

www.SID.ir

۱۱. مضطر زاده، فتح الله- دهزاد، بهروز – رجبی، مسعود - اخوین محمدی، زهره .-۳۶۳ صفحه پژوهشی در مورد تعیین پارامترهای فیزیکو شیمیایی تالاب انزلی.

۱۲. مغفری، احمد (۱۳۷۰): اثرات ضد اقتصادی افزایش سطح آب دریای خزر. نشریه پیام آبادگران -شماره ۷۸ - خرداد و تیر ۱۳۷۰.

۱۳. موسوی روحبخش، سید محمد. - (۱۳۸۰): زمین شناسی خزر. انتشارات سازمان زمین شناسی و معدنی کشور، شماره ۸۰ ، ۲۵۴ صفحه.

۱۴. نبوی، محمد حسن. - (۱۳۵۵) : ذیباچه ای بر زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، صفحه ۱۰۹.

15. Annells, R.N. –Arthurton, R.S.- Bazley, R.A – and Davies , R.G. -(1975): Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangles map. Geological Survey of Iran , E3 and E4 , 94P.
16. Berberian, M. – and King, G.C.P. (1981): Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian journal of Earth Sciences. Vol. 18, No. 2. PP. 210-265.
17. Berberian, M.– (1983): The southern Caspian. A copressional floored by a trapped, modified oceanic crust. Canandian journal of Earth sciences, Vol. 20, PP. 163-183.
18. Didon, j. –Gemain.y.A. – (1976):Le Sabalan, volcan plio-quaternaire Azerbaijan oriental(Iran): Etude geologique at Petrogrphique edifice et al environment regional . This 3eme cycle, Univ.Sc.et Medical and Grenoble. France.
19. Khaatbari-jafari, M. –Jutean, T.–Cotton, J. – (2006): petrological and geoehmical study of the late cretaceous ophiolite of khoy (NW Iran) and related geological formations . juor of asian earth sciencs ,27, pp. 465-502.
20. Rieben, EH.– (1966): Geological observation on alluvial deposits in Northern Iran. geol. Surv. Iran. Rep. 9;39 P.
21. Vatan, A. –Yasini, I –(1969): Les grandes lignes de la geologie de L Elbourz Centeral dans la region de Teheran et la plaine de la Caspienne . Rev. de L institut Francais du petrole. Vol. XXIV , No. 7 , 8 .et No. 9. PP. -841-878 et 973-1006
22. Zonwnshain, LP. – and Lepichon. X. – (1986): Deep basins of the Black sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back–arc basins Tectonphysics, 123. PP. 181-211.

Archive of SID

www.SID.ir