تحلیل تأثیر عوامل مورفودینامیک خشکی بر شکل‌گیری و گسترش دلتای مند – استان بوشهر

سیاوش شایان*
استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
غلامرضا زارع
دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
مجتبی یمانی
استاد گروه جغرافیا، دانشگاه تهران، اتهران، یران
محمد شریفی کیا
دانشیار گروه سنجش از دور، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
محسن سلطان پور
دانشیار گروه عمران، دانشگاه خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

تاریخ دریافت ۱۳۹۳/۱۲/۲۱ تاریخ پذیرش ۱۳۹۴/۳/۱۶

چکیده

دلتاها که حاصل تعامل پدیده‌های خشکی با دریایی هستند، از دیرباز به خاطر حاصل‌خیزی خاک و تمرکز جمعیت مورد توّجه کشاورزان و عالمان طبیعت بوده‌اند. دلتای مند از جمله لندفرم‌هایی است که در سواحل شمالی خلیج فارس و استان بوشهر واقع شده است. عوامل مختلف خشکی و دریایی در شکل‌گیری، تکوین و تحول این دلتا تاثیرگذار بوده و هستند. در این پژوهش سعی شده است تا تأثیر عوامل دینامیک خشکی (عامل محوری، مورفولوژی حوضه، رسوب و زمین‌ساخت) و عامل پایه‌ای (اقلیم، هیدرولوژی و اقدام‌های انسانی) بر شکل‌گیری و تحول دلتای مند مورد تحلیل و بحث قرار گیرند. جهت انجام پژوهش از داده‌های هیدرولوژیکی (دبی و رسوب)، اقلیمی (دما و بارش)، شاخص‌های ژئومورفولوژیک، و روش تحلیلی- پیمایشی مورد استفاده است. نتایج پژوهش نشان می‌دهد که وسیع بودن حوضه آبریز مند و فعّال بودن نوزمین‌ساخت حوضه نقش قابل توّجهی را در شکل‌گیری دلتای مند ایفا می‌کنند. حساس بودن سنگ‌های حوضه به فرسایش نیز باعث شده است تا فرآیند هوازدگی سریع‌تر عمل کند و میزان رسوب بیشتری در دسترس برای حمل و انتقال به سطح دلتا، تولید شود. عوامل اقلیمی، عناصر دما (یخبندان) و بارش (باران‌های رگباری) و هیدرولوژیک با حمل و یا فرسایش بستر رودخانه مند و دیگر آبراهه‌های سطح حوضه آبریز و انتقال آنها نقش قابل توّجهی را در رسوب‌گذاری، شکل‌گیری و تحول دلتای مند ایفا می‌کنند. انسان نیز با ایجاد سدّ که از آنها می‌توان به عنوان تلّه‌های رسوبی و آبی نام برد اثر قابل توّجهی بر تحول دلتای مند در دو دهه اخیر گذاشته و باعث کاهش ورود رسوب و دبی بر سطح دلتا شده است.

واژگان کلیدی: ژئومورفولوژی ساحلی، دلتا، مورفودینامیک، دلتای مند.

*نویسنده مسئول: ۰۲۱۸۲۸۸۴۶۱۱
E-mail: Shayan@Modares.ac.ir

Archive of SID
www.SID.ir

مقدمه

واژه دلتا نخستین بار تقریبا ۲۵۰۰ سال قبل توسط هردوت مورد استفاده قرار گرفت. لیل[1] این واژه را در ادبیات زمین‌شناسی در سال ۱۹۸۲ در کتاب زمین‌شناسی خود معرفی کرد (Selby, 1989). تعاریف زیادی برای دلتا بیان شده که می‌توان گفت تقریبا همه آنها از وجوه مشترک زیادی برخوردار هستند. به نظر بیرد در مناطق کم عمق دریاهای گذشته در محل اتصال رودها به دریا، جایی که نرخ تجمیع رسوب بیش از میزان فرسایش و پراکندگی آنها توسط امواج و جریان‌های ساحلی بوده است، سرزمین‌های مثلثی شکلی پدید می‌آیند که دلتا نامیده می‌شوند (Bird, 2001). می‌توان گفت دلتا به بخش تغییر شکل یافته در دهانه رودخانه اطلاق می‌شود که جریان رودخانه در محل ورود به اقیانوس، دریا، مصب رود بزرگ‌تر، دریاچه، مخزن، زمین مسطح لم یزرع یا رودخانه دیگر تشکیل می‌دهد. دلتا از نهشته‌های رسوبی حمل شده توسط رودخانه تشکیل شده است (فرجزاده و همکاران، ۱۳۹۰). توسعه و فرم دلتاها به وسیله ویژگی‌های زمین‌شناسی، ساحلی و جریانی که شامل زمین‌ساخت، امواج، جزر و مد، شار دبی و رسوب بوده، بستگی دارد (Wright, 1985). دلتاها در مناطقی توسعه پیدا می‌کنند که از توانایی آنها برای حمل رسوب کاسته می‌شود. آنها در محیط‌های مختلفی از جمله سواحل با انرژی کم امواج و جزر و مد محدود تا سواحل با انرژی زیاد امواج و محدوده‌های جزر و مدی گسترده شکل می‌گیرند. هر چند که در برخی از دلتاها عوامل شکل‌زا در اختیار امواج یا رودخانه می‌باشد، در عین حال ممکن است مکانیسم‌های مختلفی روی بخش‌های مختلف دلتاها عمل کنند. دلتاهای دریایی در مکان‌هایی توسعه پیدا می‌کنند که حجم و سرعت حمل رسوب‌های رودخانه‌ها به ساحل بیش‌تر از آن است که رسوب‌هاِ مذکور توسط فرآیندهای دریایی برداشت شود. موقعیّت رودها و مقدار دبی خروجی شبکه زهکشی حجم و محل خروجی رسوب را کنترل می‌کند (Swift & Thorne, 1991: Wright, 1995: Olariu & Steel, 2009). تغییرات اقلیمی و فشارهای آنتروپوژنتیک در صد سال اخیر سیستم‌های آبی رودها را دچار دگرگونی کرده است. شبکه هندسی پخش کننده مهمترین عامل در کنترل لندفرم دلتاها محسوب شده (Syvitski et al., 2005)، که مرتبط با فرایندهای رسوبی، زمین‌شناسی و هیدرولوژیکی هستند (Hood, 2010). گسترش دلتاها عکس‌العملی از مقادیر رسوب رسیده از خشکی‌ها می‌باشد. در طی هولوسن، در محل برخورد رودخانه‌های متعدد با اندازه‌های متفاوت با دریا، دلتاها شکل گرفتند (Elloitt, 1986). دلتاهای بزرگی همچون آمازون، می‌سی‌سی‌پی، گانگا – براماپورتا، نیل، مکونگ و غیره مثال‌های خوبی از دلتاها هستند (Sternberg et al., 1996: Coleman et al., 1998: Allison, 1998: Stanley & Warne, 1998: Ta et al., 2001: Hori et al., 2004). به طور کلی می‌توان گفت که تشکیل و تکامل دلتاها به مناطق اقلیمی، زمین‌شناسی و رژیم‌های جریانی خاصی محدود نمی‌شوند (کلتات، ۱۳۷۸). در نتیجه دلتاها می‌توانند در سراسر جهان و در انواع محیط‌های ژئومورفولوژیک، اقلیمی و زمین‌ساختی شکل گرفته و تکامل یابند (Colman et al., 1986). در سطح دنیا پژوهش‌های زیادی پیرامون ژئومورفولوژی دلتاها شده که از جمله آنها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

1- lLie

Archive of SID

www.SID.ir

فنگ و ژی آنگ (۱۹۹۸) در پژوهشی به تکامل دلتای لوآن[۲] در شمال چین پرداختند. نتایج پژوهش آنها نشان داد که در سال ۱۹۱۵ رودخانه لوآن به موقعیّت فعلی، تغییر مسیر داده و از آن زمان دلتا به صورت مثلثی شکل تحت تعأمل موج – جریان رود گسترش یافته است. با توّجه به پروژه‌های آبخیزداری در سطح حوضه آبریز از سال ۱۹۸۰ مقدار بار رسوبی که به سطح دلتا انتقال می‌یافت، کاهش پیدا کرد. از این رو تکامل این دلتا را می‌توان به دو دوره تقسیم کرد. فاز نخست از سال‌های ۱۹۱۵ تا ۱۹۷۹ طول کشیده و فاز دوم نیز از سال ۱۹۷۹ به بعد می‌باشد. در فازهای مختلف ویژگی‌های دلتا یکسان نمی‌باشد. ویژگی اصلی تحول دلتا تغییراتی در پخش و توسعه تالاب‌ها می‌باشد. به نظر می‌رسد که با گسترش سطح دلتا، نواحی تالابی نیز افزایش یافته و کاهش نواحی تالابی مرتبط با نابودی دلتا است. والکر و هادسون (۲۰۰۳) در تحقیقی به مطالعه تاثیر فرایندهای ژئومورفیک و هیدرولوژیک بر دلتای کولویل[۳] در آلاسکا پرداختند و به این نتیجه رسیدند که فرایندهای رودخانه‌ای و توسعه دلتا بعد از سیلاب‌های ناشی از ذوب شدن یخ رودخانه آغاز می‌شود و فرایندهای ژئومورفیک به شدت تحت تاثیر حرکت یخ قرار دارد. سیلاب‌های ناشی از ذوب یخ بر فرایندهای فرسایشی و رسوب‌گذاری و در نتیجه باعث به وجود آمدن سبک خاصی از انتقال رسوب، نهشته‌گذاری و فرسایش کناری رودخانه در شکل‌گیری و توسعه دلتای مورد مطالعه شده است (Walker & Hudson, 2003). ژائو (۲۰۰۷) در پژوهشی به مدل‌سازی محدوده گسترش دلتای چانگزیانگ[۴] پرداخت. بر اساس مطالعات نویسنده تحلیل اوّلیه، رشد دلتای مورد مطالعه تحت تأثیر عوامل توپوگرافی، عمق‌سنجی، مقدار رسوب حوضه، به دام افتادن مقدار رسوب در مصب، بالا آمدن سطح آب دریا و نشست زمین قرار دارد. خروجی مدل برای این دلتا (با استفاده از تخمین شاخص به نگهداری رسوب فرض شده) نشان می‌دهد که رشد دلتا در آینده‌ای نزدیک به بیش از حدّ فعلی خواهد رسید. اگر مقدار رسوب خروجی رودخانه به کمتر از ۶۰ درصد از سطح اصلی (در واکنش به تغییرات سراب حوضه)، کاهش یابد این اتّفاق زودتر رخ خواهد داد (Gao, 2007). البانا و فریهی (۲۰۰۹) در پژوهشی به تغییرات انسان‌ساخت در ژئومورفولوژی سواحل شمال‌شرقی ساحل دلتای نیل در مصر پرداختند. این پژوهش-گران برای انجام کار خود از تصاویر ماهواره‌ای لندست (۲۰۰۲) و عکس‌های هوایی (۱۹۵۵) و داده‌های حاصل از انجام بازدیدهای میدانی استفاده کردند. بر اساس نتایج به دست آمده تغییرات متعددی در ۹ مکان ژئومورفولوژیکی (ساحل شنی و ساحل صاف، تپه‌های ساحلی، اراضی زراعی دلتا، سبخاها، مزارع پرورش ماهی، تالاب مانزالا، پهنه‌های نمکی، مانداب‌ها و مراکز شهری) رخ داده است (El Banna & Frihy, 2009). رسترپو (۲۰۱۲) در پژوهشی به ارزیابی آثار تغییرات سطح دریا و اقدامات انسانی بر دلتای پاتیا[۵] در سواحل آمریکا پرداخت. بر اساس نتایج این پژوهش‌گر، در طی هولوسن دلتای پاتیا به سمت جنوب گسترش یافته و بخش شمالی آن توسط اکوسیستم‌های مانگرو در یک سیستم مصب مشخص است. بر اساس شواهد تغییرات ژئومورفیک در امتداد سواحل دلتا در ۵ مرحله رخ داده است: ۱) پسروی ساحل در امتداد جبهه‌ی دلتا

2- Luanhe
3- Colville
4- Changjiang
5- Patía

Archive of SID

www.SID.ir

در طی سال‌های ۱۹۸۶ تا ۲۰۰۱، ۲) پسروی ساحل در امتداد لوب دلتای متروک برای دوره زمانی ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۸، که ۵۶ درصد از خط ساحلی دلتا پسروی داشته و تنها ۴ درصد ساحل نشانه‌هایی از پیشروی را نشان می‌دهد. ۳) افزایش تدریجی منطقه شمالی دلتا در طی دوره زمانی ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۸ بوده، انحراف جریان رودخانه پاتیا ظاهرا روند متعادلی را در فرسایش ساحل و بالاآمدن سطح آب دریا (۵/۱ میلی‌متر در سال برای دوره زمانی ۱۹۸۴ تا ۲۰۰۶، بعد از سونامی ۱۹۷۹) نشان می‌دهد. ۴) تشکیل جزایر سدی پیشرونده با خاک زغال سنگ‌دار نارس در نواحی خیزاب و ۵) رها کردن شعب رودهای فعّال سابق در دشت دلتای جنوبی مرتبط با بسته شدن ورودی.

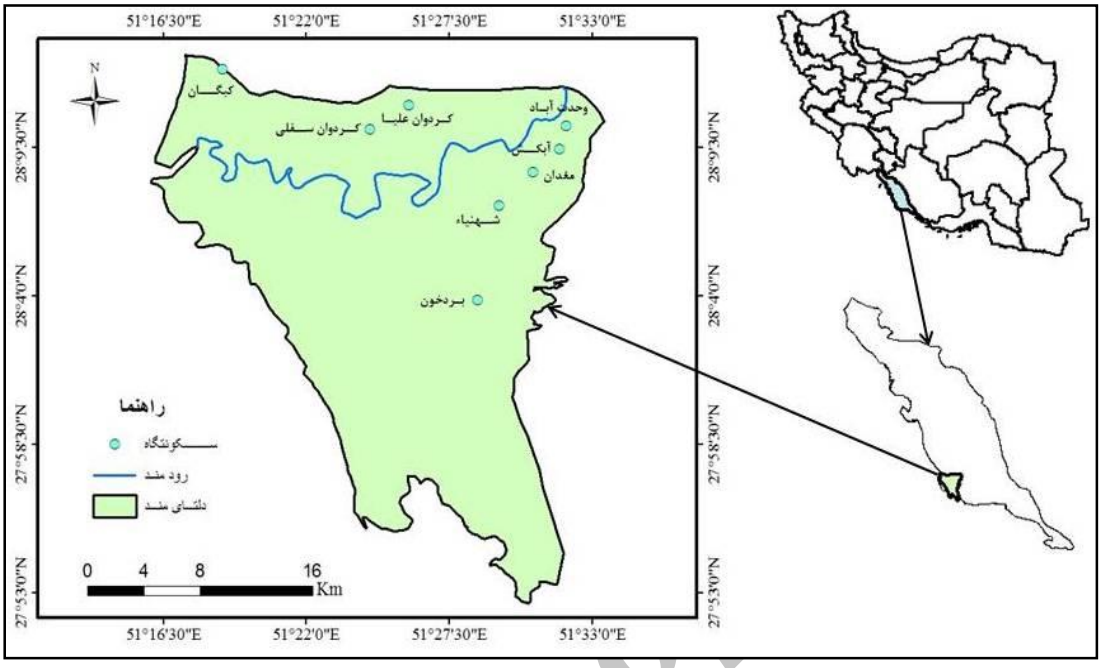
در ایران نیز پژوهش‌های صورت گرفته که در زیر به برخی از آنها اشاره شده است. جداری عیوضی و همکاران (۱۳۸۴) در پژوهشی به مطالعه تکامل ژئومورفولوژی دلتای سپید رود در کواترنر پرداختند و به این نتیجه رسیدند که از نظر عدّه‌ای جابه جایی دهانه دلتا کهنه سپیدرود به کیاشهر منشاء زمین‌ساختی و به نظر امین سبحانی به دلیل طغیان‌های سپید رود بوده است. پس از این مرحله تغییرات دلتای جدید سپید رود در محدوده پل کیاشهر و ساحل دریا تابعی از تغییر مسیر سپید رود بر اثر طغیان‌ها و تغییرات انسانی در حوضه آبریز و دلتا بوده است. اگرچه در گذشته تغییر مسیر از شرق به غرب به میزان تقریبا ۲۰ کیلومتر بوده اما در یک صد سال گذشته مسیر سپید رود در محدوده دلتای جدید (بین بندر کیاشهر تا ساحل) جا به جا شده است. صمد زاده و همکاران (۱۳۹۱) در پژوهشی به تحلیل نقش فرایندهای هیدرودینامیک در تشکیل و تکامل ژئومورفولوژیک دلتای کرگانرود در کواترنر پرداختند و به این نتیجه رسیدند که وسعت این دلتا و پیشروی آن در دریای خزر بیانگر وسعت زیاد حوضه‌ی تامین کننده نهشته‌های آن و همچنین حجم زیاد مواد فرسایش یافته و حمل شده به وسیله رودخانه کرگانرود در طول کواترنر پسین است. تکامل این دلتا به عنوان یکی از سیستم‌های ژئومورفیک ساحلی دریای خزر در ارتباط با عوامل زمین‌ساختی و تغییرات آب و هوایی بوده است. نوحه گر (۱۳۹۱) در پژوهشی تحولات ژئومورفیک اجزای شبکه رودخانه‌ای در تشکیل و تحول دلتاهای شمال تنگه هرمز را مورد بررسی قرار داد و به این نتیجه رسید که رودخانه‌های منطقه مورد مطالعه بسیار ناپایدار بوده، حرکات پیچان‌رودی در آنها به سرعت تکامل می‌یابد و تغییرات مسیر رود در دوره‌های بسیار کوتاه‌تری روی می‌دهد. همچنین زمان تأخیر سیلاب نیز عمدتا بسیار کوتاه است و مخاطرات تغییر مسیر، تکامل پیچان رودها و تغییر مسیر آنها برای تهدید آبادی‌ها و سازه‌های استقرار یافته در این بخش‌ها دور از انتظار نیست.

دلتای رود مند در استان بوشهر و حاشیه شمالی خلیج فارس از جمله مناطق ساحلی کشور است که از نظر سرعت تحولات ژئومورفولوژیک قابل توّجه است. دو سر شاخه اصلی در تشکیل رود مند مشارکت دارند: قره آغاج که ازکوه‌های اناری و خانی بیک در رشته کوه‌های زاگرس در استان فارس به ارتفاع ۳۰۰۰ متر سرچشمه می‌گیرد. رودمند با طول شاخه اصلی معادل ۷۵۰ کیلومتر در نزدیکی روستای بردخون به خلیج فارس می‌ریزد. در این پژوهش سعی بر این است تا تأثیر عوامل مورفودینامیک خشکی بر شکل‌گیری و تحولات ژئومورفولوژیک مورد تحلیل قرار گیرد.

Archive of SID

www.SID.ir

دلتای رود مند در استان بوشهر، شهرستان دیر و در بین ۵۱ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۵۱ درجه و ۳۳ دقیقه طول شرقی و ۲۷ درجه و ۵۲ دقیقه تا ۲۸ درجه و ۱۲ دقیقه عرض شمالی واقع شده است (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه موقعیّت منطقه مورد مطالعه

زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه در زون چین‌خورده زاگرس واقع شده است. این زون زمین‌شناسی که کوه‌های زاگرس را در بر دارد در جنوب‌غربی ایران قرار داشته و ساخت زمین‌شناسی آن ساده ملایم و شامل مجموعه‌ای از طاقدیس‌های نزدیک به هم و فشرده با سطح محوری معمولاً قائم و جهت شمال‌غربی به جنوب‌شرقی است. رسوب‌های چین‌خورده این منطقه متناوباً از آهک یا دولومیت همراه با مارن و مارن‌های آهکی و گچ بوده که با چینه‌بندی کم و بیش ظریف مشخص هستند. مورفولوژی منطقه تابعی از شرایط تکتونیکی حاکم می‌باشد که پس از رسوب‌گذاری ژئوسینکلینال زاگرس چین‌خورده مراحل فرسایش بعدی آن را به‌صورت کنونی درآورده است. ارتفاع‌های شرق و جنوب‌شرق مشرف به محدوده مورد مطالعه در مرکز خود به دلیل رخنمون سازندهای آسماری جهرم با آهک‌های گروه بنگستان و گروه خامی شکل، گرده ماهی را پیدا کرده و دارای دره‌های ناودیسی شکل می‌باشد. گنبد نمکی جاشک در شمال دلتا واحد ژئومورفولوژیکی مهمی محسوب شده که در مورفولوژی منطقه نقش عمده‌ای داشته و موجب شوری آب و خاک منطقه می‌شود. سیستم آبراهه‌های محدوده تابعی از شیب و توپوگرافی و جنس لایه‌ها است که عمدتاًبه‌صورت درختی می‌باشد. کیفیت آب‌های جاری تابعی از ترکیب شیمیایی مسیر آب بود، به‌طوری که کیفیت آب‌ها در قسمت بالای حوضه آبریز خوب بوده و در انتهای حوضه و ابتدای دلتا در اثر عبور از سازندهای گچی و نمکی باعث شوری آب‌های زیرزمینی و اراضی پایین دست می‌گردد. متوسط بارندگی در ایستگاه کاکی ۲۰۴/۱۲ میلی‌متر بوده و بیشترین بارندگی مربوط به ماه‌های آذر

Archive of SID

www.SID.ir

و دی به ترتیب با میزان بارندگی ۶۲/۹ و ۴۱/۹ میلی‌متر و کمترین مقدار نیز مربوط به خرداد و تیرماه است که بدون بارندگی می‌باشد. در فصلی که نیاز آبی گیاه بالا بوده و از اردیبهشت ماه لغایت پایان مهرماه است، جمع بارندگی متوسط ماهانه ۱/۵ میلی‌متر می‌باشد. مسئله مهم و قابل تأمل پراکنش نامطلوب بارندگی است به‌طوری که از کل بارندگی سال حدود ۷۴ درصد آن در ماه‌های آذر و دی بارش باران وجود داشته و از فرودین تا مهر ماه فقط ۷ درصد بارش مشاهده می‌شود (جهان‌دیده، ۱۳۷۸).

داده‌ها و روش‌ها

جهت انجام این پژوهش از داده‌های زیر استفاده شده است:

۱) داده‌های اسنادی شامل:

الف) بررسی‌های کتابخانه‌ای و توصیفی جهت گردآوری ادبیات و مبانی نظری پژوهش؛

ب) نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ تهیّه شده توسط سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح (به دلیل تعدد این نقشه‌ها از ذکر نام آنها خودداری می‌شود و فقط محدوده جغرافیایی نقشه‌ها که (بین عرض‌های جغرافیایی ۲۱ درجه و ۲۰ دقیقه تا ۲۹ درجه و ۵۰ دقیقه شمالی و ۵۱ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۵۴ درجه و ۴۵ دقیقه طول شرقی) می‌باشد، ذکر می‌گردد؛

ج) نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شیرینو، برنجان، نمردان، نی‌ریز، کوشک، فسا، جهرم، کلستان، زرین‌دشت، لار، فراشبند، فیروزآباد، مظفری، قیر و کارزین، کوار، خنج، سروستان، دارنجان، مهلکه، رونیز (تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور) و کازرون، بزپر، آبدان، بوشگان، خورموج، شاهینی و مند (تهیه شده توسط شرکت نفت).

۲) داده‌های سنجش از دور مشتمل بر: مدل رقومی ارتفاعی استر با دقت ۳۰ متر.

۳) داده‌های هیدرولوژیکی شامل: الف) داده‌های رسوب ایستگاه‌های قنطره (۱۳۴۸- ۱۳۸۹)، ب) داده‌های دبی ایستگاه‌های قنطره (۱۳۴۸-۱۳۸۹).

۴) داده‌های اقلیمی که مشتمل بر: آمار مربوط به متوسط دما، بارش، یخبندان ایستگاه‌های سینوپتیک داراب، زرین‌دشت، نی‌ریز، استهبان، فسا، جهرم، قیر و کارزین، لار، لامرد، فیروزآباد، فراشبند، کازرون و شیراز.

انجام این پژوهش مبتنی بر روش تحلیلی – پیمایشی می باشد که طی مراحل زیر صورت گرفته است:

در ابتدا با مطالعه منابع کتابخانه‌ای، استناد و مدارک مربوط به موضوع پژوهش ادبیات و مبانی نظری پژوهش گردآوری و تنظیم شد. در گام بعدی ویژگی‌های طبیعی و جغرافیایی حوضه آبریز و دلتای مند، بررسی مشخص و تبیین گردید. در مرحله بعد بر اساس نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ آبراهه‌ها و رودخانه‌های حوضه آبریز مند در محیط نرم‌افزاری Arc GIS ترسیم گردیدند. برای این کار نخست تمامی نقشه‌های توپوگرافی زمین– مرجع سازی شده (در محیط نرم‌افزاری Arc GIS) و بر اساس این نقشه‌ها مرز حوضه آبریز مند ترسیم و تدقیق شد.

مرز دلتای مند نیز بر اساس تصاویر ماهواره‌ای لندست ترسیم شد. با توّجه به هدف پژوهش در گام بعدی رابطه وسعت حوضه آبریز با وسعت دلتای مند محاسبه گردید. جهت تعیین میزان بزرگی حوضه آبریز مند از تقسیم‌بندی علیزاده

Archive of SID

www.SID.ir

(۱۳۸۵) استفاده شد. بر طبق این تقسیم‌بندی حوضه‌های آبریز از نظر مساحت سه دسته تقسیم هستند: الف) حوضه‌های کوچک با مساحتی کمتر از ۱۰۰ کیلومترمربع، ب) حوضه‌های متوسط که مساحت آنها بین ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومترمربع می‌باشد، ج) حوضه‌های بزرگ که مساحتی بیشتر از ۱۰۰۰ کیلومترمربع دارند. برای محاسبه تأثیر مساحت حوضه آبریز بر مساحت دلتای مند از رابطه پیشنهادی بال (۱۹۶۴) استفاده شد (با کمی تغییرات). بول (۱۹۶۴) برای ارتباط دادن بین مساحت حوضه زهکشی با مساحت دلتاها رابطه ۱ را ارایه نموده است (۱۴):

$$A_f = cA_d^b \qquad \text{رابطه ۱}$$

در این معادله Af برابر با مساحت دلتا، Ad مساحت حوضه زهکشی (حوضه آبریز) و c,b ضرایب تجربی هستند (Giles, 2010). دامنه ضریب b بین ۰/۷تا۱/۱ می‌باشد (Harvey, 1997). مقدار ضریب b برای مناطق خشک ۰/۹و مناطق مرطوب ۰/۷است (Oguchi et al., 1994: 406). مقدار c برای نقاط و مکان‌های مختلف متفاوت است. این معادله نشانگر همبستگی بین هندسه دلتا و حوضه آبریز می‌باشد. در مرحله بعد شیب حوضه آبریز مند و تأثیر آن بر شکل‌گیری دلتای مند مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور شیب حوضه آبریز مند بر اساس مدل رقومی ارتفاعی استر با دقت ۳۰ متر استخراج گردید و در پنج طبقه ۰ تا ۳، ۳/۱ تا ۶، ۶/۱ تا ۹، ۹/۱ تا ۱۲ و بیشتر از ۱۲ درصد دسته‌بندی شدند. علت اصلی این دسته‌بندی به خاطر اهمیت این تقسیم در فعّالیّت‌های کشاورزی و زراعی می‌باشد. میزان مساحت هر یک از طبقه‌ها نیز در محیط نرم‌افزاریArc GIS محاسبه شد. در گام بعدی نیز برای تحلیل تأثیر میزان دبی و رسوب حوضه آبریز از آمارهای ثبت شده ایستگاه قنطره در خروجی حوضه استفاده گردید. در مرحله بعد جهت محاسبه میزان فرسایش‌پذیری حوضه آبریز مند و تأثیر آن از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و روش پیشنهادی فیض‌نیا (۱۳۷۴) بهره گرفته شد. مطالعه وضعیت نوزمین‌ساختی حوضه آبریز مند نیز با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ و شاخص‌های ژئومورفولوژیک صورت گرفت که این شاخص‌ها عبارت از سینوزیته جبهه کوهستان (Smf)، تحلیل منحنی هیپسومتری (بی‌بعد)، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره (VF) و شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها ((Af = 100 (Ar / At)) می‌باشند. مطالعه اقدامات انسانی نیز بر اساس آمارهای وزارت نیرو و جهاد کشاورزی صورت گرفت و در پایان نیز نتیجه‌گیری از یافته‌ها صورت گرفت.

یافته‌های پژوهش

عوامل مؤثر بر شکل‌گیری دلتای مند را می‌توان به دو دسته محوری (مورفولوژی حوضه، رسوب و زمین‌ساخت) و پایه‌ای (اقلیم، هیدرولوژی و اقدامات انسانی) تقسیم کرد.

عامل مورفولوژی

وسعت حوضه آبریز مند: در جدول ۱، مساحت حوضه آبریز و دلتای مند (بر اساس محدوده ترسیم شده حوضه و دلتای مند در محیط نرم‌افزاری GIS) آورده شده است.

Archive of SID

www.SID.ir

جدول ۱: مساحت حوضه آبریز و دلتای مند

لندفرم	مساحت به کیلومترمربع
دلتای مند	۵۵۸/۵۷
حوضه آبریز مند	۴۴۹۸۷/۸۸

بر طبق این تقسیم‌بندی علیزاده (۱۳۸۵) این حوضه در دسته سوم قرار می‌گیرد. هر چه مساحت حوضه بزرگ‌تر باشد، بر مقدار و شدت رواناب تأثیر بیشتری داشته، در نتیجه مقدار رسوب بیشتری تولید شده و توانایی حمل مواد فرسایشی افزایش می‌یابد. بر این اساس حوضه آبریز مند جزء حوضه‌های بزرگ محسوب می‌شود. پس مساحت این حوضه یکی از عوامل مهم و مؤثر بر شکل‌گیری و گسترش دلتای مند است.

با توّجه با محاسبات انجام گرفته طبق رابطه ۱، مقدار A_f برابر با ۵۵۸/۵۷ کیلومترمربع و A_d نیز برابر با ۴۴۹۸۷/۸۸ کیلومترمربع بوده و به خاطر این‌که محدوده مورد مطالعه در مناطق با شرایط اقلیمی خشک قرار داشته، ضریب b نیز ۰/۹می‌باشد. برای به دست آوردن مقدار ضریب c از رابطه ۴-۲ که اصلاح گردیده، استفاده شده است:

رابطه شماره ۲ با توّجه به مقادیر حاصل شده از رابطه ۲، مقدار c برابر با ۰/۳۶۲۵ بوده که بیانگر میزان همبستگی نسبتاً مثبت بین مساحت دلتای مند با مساحت حوضه آبریز مند است. مساحت یک دلتا به مقدار رسوب‌های حمل شده از حوضه‌ی زهکشی بالا دست آن بستگی دارد. هر چه حوضه زهکشی بزرگ‌تر باشد، مواد تخریبی حمل شده نیز افزایش خواهد یافت. اما نکته قابل توّجه این است که دلتای مند در قاعده به‌شدّت تحت تأثیر دینامیک دریا (امواج، جریان‌های دریایی، جزر و مد) قرار دارد. پس وسعت حوضه آبریز مند یکی از عوامل مؤثر در شکل‌گیری دلتای مند بوده و همچنین وسعت زیاد سبب کاهش شیب دلتا شده است.

تأثیر میزان شیب حوضه آبریز مند: شیب حوضه در میزان رواناب، میزان نفوذ، شدّت وقوع سیلاب‌ها و همچنین در میزان فرسایش نقش تعیین کننده‌ای دارد. از این رو در مطالعات حوضه‌ای، ژئومورفولوژی و همچنین بررسی‌های هیدرولوژی بایستی شیب حوضه‌ها مدّ نظر قرار گیرد (زاهدی و خطیبی، ۱۳۹۲: ۶۸). به عبارت دیگر بارش یا ذوب برف که به‌طور مستقیم تبدیل به رواناب سطحی در خاک کم‌عمق و نفوذ پذیر می‌شود که بلافاصله در زیر آن سنگ بستر قرار دارد. متوسط فاصله انتقال آب قبل از ورود به آبراهه جریان ممکن است که از نظر تراکم جریان مشخص شود. به‌طور کلی شیب زمین در سرعت انتقال آب جریان نقش مهمی را ایفا می‌کند. در این مرحله با استفاده از داده مدل رقومی ارتفاعی استر با دقت ۳۰ متر، شیب (به درصد) و درصد مساحت هریک از آنها نسبت به مساحت کل حوضه در پنج کلاس دسته‌بندی و محاسبه گردید که در جدول نشان داده شده است. بر این اساس مساحتی در حدود ۲۳۱۸۴/۴۹ کیلومتر مربع (۵۱/۵۴ درصد) از حوضه آبریز مند شیبی بین ۰ تا ۳ درصد، ۲۹/۴۸ درصد از حوضه شیب بین ۳/۱ تا ۶ درصد (۱۳۲۶۴/۳۷ کیلومترمربع)، ۶۲۲۷/۰۵ کیلومتر مربع دارای شیب ۶/۱ تا ۹ درصد (۱۳/۸۴ درصد از مساحت)، ۴/۶۶ درصد از مساحت کل حوضه آبریز مند در محدوده شیب ۹/۱ تا ۱۲ درصد (۲۰۹۷/۴۲) و شیب بیشتر از ۱۲ درصد مساحتی در حدود ۲۱۴/۵۶ کیلومترمربع

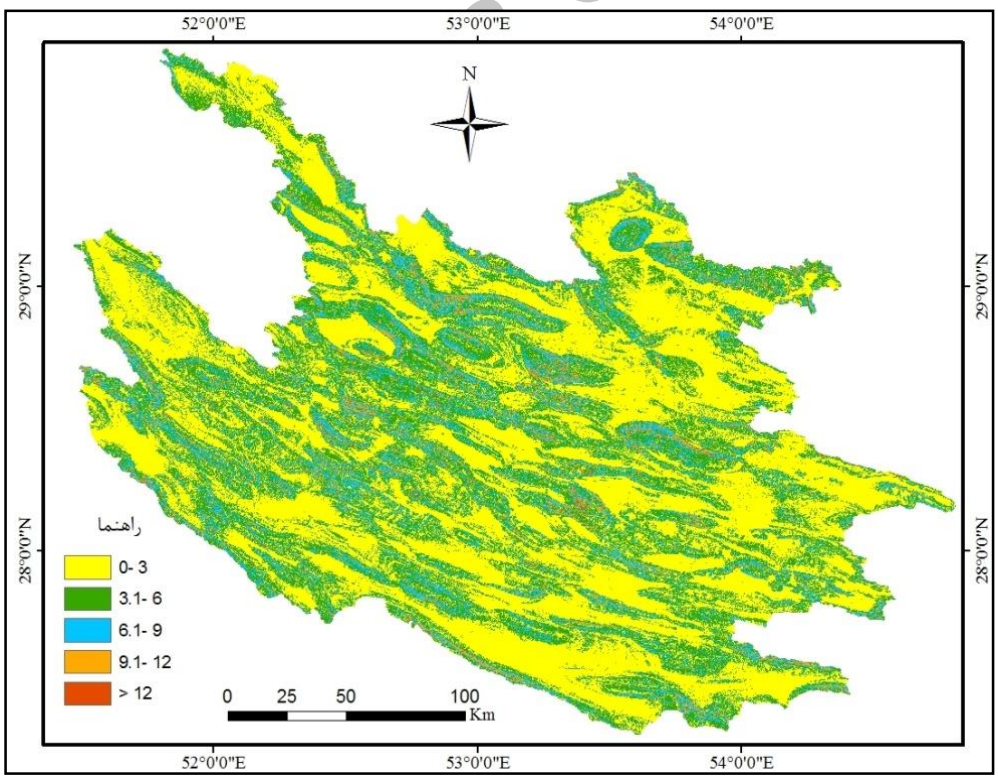
Archive of SID

www.SID.ir

(۰/۴۸ درصد) را به خود اختصاص داده‌اند. بنابراین می‌توان گفت که بیش از نیمی از مساحت ۴۴۹۸۷/۸۸ کیلومتری حوضه آبریز مند دارای شیبی کمتر از ۳ درصد می‌باشد (جدول ۲). در قسمت‌های میانی و غربی حوضه آبریز مند به دلیل وجود ارتفاع‌های همچون خرمن کوه (۳۱۶۵)، کوه‌های اناری و خانی بیک (۳۰۰۰ متر) شیب به بالای ۱۲ درصد می‌رسد (شکل ۲). می‌توان گفت که رودخانه در محل خروجی خود از حوضه آبریز مند در بستری با شیب کمتر از ۳ درصد در جریان است.

جدول ۲: مقادیر شیب (به درصد) و مساحت هر یک از آنها در حوضه آبریز مند

ردیف	شیب به درصد	مساحت به کیلومتر مربع	درصد مساحت نسبت به کل حوضه
۱	۳ –۰	۲۳۱۸۴/۴۹	۵۱/۵۴
۲	۶ –۳,۱	۱۳۲۶۴/۳۷	۲۹/۴۸
۳	۹ –۶,۱	۶۲۲۷/۰۵	۱۳/۸۴
۴	۱۲ –۹,۱	۲۰۹۷/۴۲	۴/۶۶
۵	>۱۲	۲۱۴/۵۶	/۴۸
جمع	–	۴۴۹۸۷/۸۸	۱۰۰



شکل ۲: نقشه تقسیم بندی میزان شیب (به درصد) حوضه آبریز مند (بر اساس مدل رقومی ارتفاع با دقت ۳۰ متر)

www.SID.ir

تأثیر فعّالیّت‌های نو زمین‌ساخت: چندین شاخص ژئومورفیک ممکن است که برای تحلیل توپوگرافی و همچنین فعّالیّت‌های زمین‌ساختی نسبی مورد استفاده قرار گیرند. شاخص‌های مجزا مبتنی بر تحلیل شبکه زهکشی یا جبهه‌های کوهستان می‌باشند. این شاخص‌ها رویکردی کمی با تحلیل‌های ژئومورفیک متفاوت مرتبط با فرایندهای رسوب‌گذاری و فرسایشی ارایه می‌دهند که شامل آبراهه رودخانه، نیمرخ طولی و مورفولوژی درّه‌ها و همچنین ویژگی‌های زمین‌ساختی به دست آمده همانند پرتگاه گسلی می‌باشد. شاخص‌های زمین‌ساخت فعّال ممکن است که ناهنجاری‌هایی را در سیستم جریانی یا طول جبهه‌های کوهستان شناسایی کنند. این ناهنجاری‌ها ممکن است که توسط تغییرات محلی فعّالیّت‌های زمین‌ساختی منتج از بالاآمدگی یا فرونشینی، به وجود آیند (El Hamdouni et al., 2008). برای محاسبه وضعیت نوزمین‌ساختی حوضه آبریز مند و تأثیر آن بر شکل‌گیری دلتای مند چند شاخص ژئومورفولوژی مورد محاسبه قرار گرفت (جدول ۳).

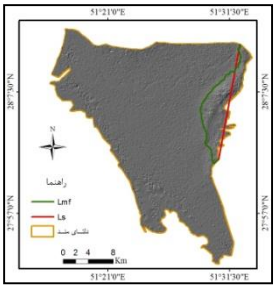
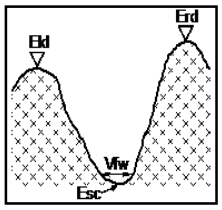
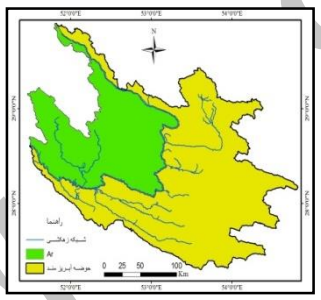
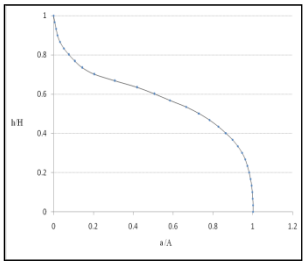
اوّلین تأثیر نو زمین‌ساخت بر شکل‌گیری دلتای مند، تعیین محل استقرار این دلتا بوده است. نو زمین‌ساخت و گسل‌های منطقه با جا به جایی و انحراف مسیر رودخانه مند نقش قابل توّجهی در انتقال رسوب و به جا گذاری آنها جهت زایش دلتا ایفا کرده‌اند. انحراف فعلی رودخانه مند به سمت راست (رو به دریا) از جمله آثار نو زمین‌ساخت می‌باشد که در نتیجه آن رودخانه عمل به جا گذاری مواد فرسایش یافته و رسوب‌های حمل شده حوضه آبریز را در سمت راست دلتا انجام می‌دهد. همچنین در سطح حوضه آبریز مند نیز، زمین‌ساخت باعث بالاآمدگی کوهستان شده که در نتیجه شیب افزایش یافته است. این افزایش شیب باعث شده است که رودخانه در نقاطی از مسیر خود عمل برش و حفر شدگی را انجام داده و رسوب‌های بیشتری را به سمت خروجی حوضه منتقل نماید. به‌طور کلی می‌توان گفت که فعّالیّت‌های نو زمین ساختی در دوران گذشته دارای فعّالیّت شدید زمین‌ساختی بوده ولی با گذر زمان از میزان این فعّالیّت‌ها کم شده و به یک آرامش نسبی از نظر فعّالیّت‌های زمین‌ساختی رسیده است. به عبارت دیگر حوضه آبریز مند در مرحله بلوغ بوده و بسیاری از فرایندهای ژئومورفیک تقریباً به‌طور متوازن و متعادل روی می‌دهند و حرکت‌های نو زمین‌ساختی به سمت آرام شدن سوق پیدا می‌کنند.

رسوب: برای محاسبه تأثیر میزان و مقدار رسوب حوضه آبریز مند از آمارهای ثبت شده ایستگاه هیدرومتری قنطره در خروجی حوضه آبریز مند استفاده شد. آمار رسوب در این ایستگاه از سال ۱۳۴۸ تا ۱۳۸۹ ثبت شده است. بر طبق آمارهای ثبت شده میانگین رسوب سالیانه این ایستگاه در طی دوره آماری ۱۷۰۳/۹۰۹ تن می‌باشد. علاوه بر این، حداکثر و حداقل رسوب ثبت شده به ترتیب ۵۲۵۲/۸۷ و ۱۳۰/۸۱ تن مربوط به سال‌های ۱۳۸۰ و ۱۳۷۷ است. بر اساس آمار موجود حداقل و حداکثر رسوب ثبت شده به ترتیب مربوط به ماه‌های تیر و دی با مقادیر ۱۱۶/۲۷ و ۵۲۶۸/۲۰ تن بوده و به‌طور کلی می‌توان گفت که از اردیبهشت تا مهرماه مقدار رسوب کاهش قابل توّجهی پیدا می‌کند (شکل ۳).

Archive of SID

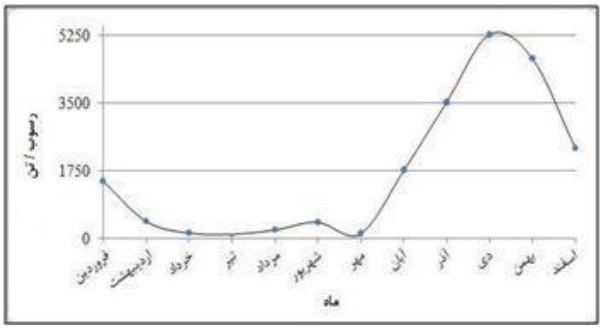
www.SID.ir

جدول ۳: محاسبه شاخص‌های ژئومورفولوژیکی برای منطقه مورد مطالعه

شاخص‌های ژئومورفولوژیکی ارزیابی فعّالیّت‌های نوزمین ساختی	اجزای شاخص	نحوه محاسبه	معنی داری شاخص	وضعیت نوزمین ساختی
سینوزیته جبهه کوهستان ($S = \frac{Lmf}{Ls}$):	Lmf = طول سراشیبی تند کوهستان در مرز بین کوهستان و کوهپایه (تمام طول لبه نقطه اتصال کوهپایه به کوهستان)، = Lsطول خط مماس در امتداد سراشیبی تند کوهستان.		اگر سینوزیته به عدد یک نزدیک شود بیانگر بالاآمدگی (Uplift) اخیر کوهستان و نو زمین‌ساختی فعّال است و هرچه از عدد یک بزرگ‌تر شود بیانگر کاهش فعّالیت‌های زمین‌ساختی و غلبه عمل فرسایش است.	S= 1.34 فعّال
نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره ($Vf = \frac{2Vfw}{(Eld - Esc) + (Erd - Esc)}$)	Vfw =پهنای کف دره، Esc = ارتفاع متوسط کف دره، Erd =ارتفاع خط‌الرأس سمت راست رود، خط تقسیم سمت راست Eld=ارتفاع خط‌الرأس سمت چپ رود، خط تقسیم سمت چپ		اگر عدد حاصله کمتر از یک باشد فعّال، بزرگ‌تر از یک و کمتر از ۲ باشد نیمه فعّال و بزرگ‌تر از ۲ غیرفعّال است.	Vf= 1.46 نیمه فعّال
شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها (AF = 100 (Ar/At))	Ar= مساحت حوضه در بر گیرنده زهکش‌های فرعی در ساحل سمت راست آبراهه اصلی (بر حسب کیلومتر مربع). At= مساحت حوضه‌های در بر گیرنده زهکش‌های فرعی در ساحل سمت چپ و راست آبراهه اصلی (بر حسب کیلومتر مربع).		اگر مقدار عددی این شاخص در حدود ۵۰ باشد بیانگر وجود تقارن در دو سمت آبراهه اصلی و در نتیجه عدم فعّالیّت نو زمین‌ساختی است. اگر میزان این شاخص بزرگ‌تر از ۵۰ باشد بیانگر افرایش فعّالیّت نو زمین‌ساختی در سمت راست آبراهه اصلی بوده و اگر میزان شاخص کوچک‌تر از۵۰ باشد بیانگر افرایش فعّالیّت نو زمین‌ساختی در سمت چپ آبراهه اصلی است.	AF= 34.1 فعّال
تحلیل منحنی هیپسومتری (بی‌بعد)	منحنی بی‌بعد توزیع ارتفاعات حوضه را نسبت به مساحت بین خطوط منحنی میزان نشان می‌دهد.		تحدب در منحنی بی‌بعد بیانگر غلبه فعّالیّت نوزمین‌ساختی منطقه بر فعّالیّت‌های فرسایشی می‌باشد در حالی که تقعر در منحنی بی‌بعد بیانگر غلبه فعّالیّت‌های فرسایشی بر فعّالیّت نو زمین‌ساختی است.	نیمه فعّال

Archive of SID

www.SID.ir



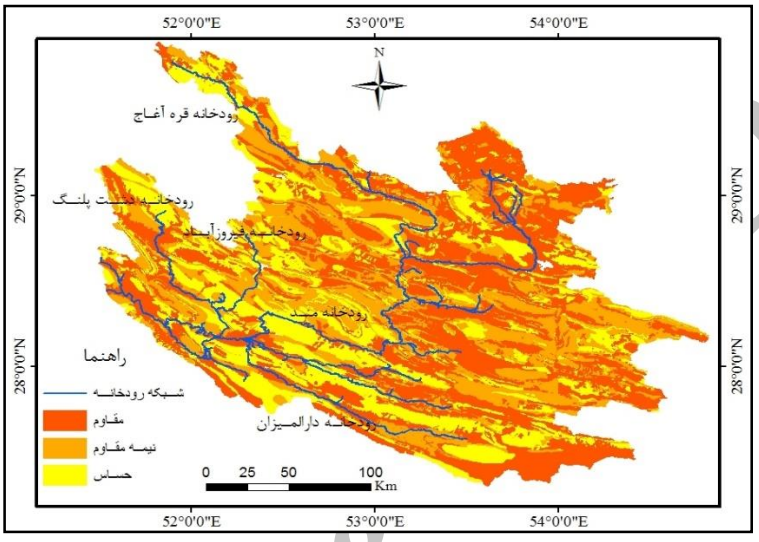
شکل ۳: نمودار میانگین ماهیانه رسوب در ایستگاه قنطره مند (۱۳۴۸– ۱۳۸۹)

در این قسمت لازم است که به تأثیر میزان مقاومت سنگ‌های حوضه آبریز مند در برابر فرسایش و تولید رسوب پرداخته شود. نوع و جنس سنگ‌های تشکیل دهنده و میزان مقاومت آنها در برابر فرسایش را نیز می‌توان عاملی مؤثر در تولید رسوب و شکل‌گیری دلتای مند محسوب کرد. برای به دست آوردن جنس سنگ‌ها و مساحت هر یک از آنها در حوضه آبریز مند از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی و شرکت نفت) استفاده شد. این لایه‌ها در محیط نرم‌افزاری Arc GIS استخراج و نام‌گذاری شدند. در شکل ویژگی لیتولوژیکی لایه‌های زمین‌شناسی حوضه آبریز مند نشان داده شده است. برای محاسبه میزان فرسایش‌پذیری سنگ‌های حوضه آبریز مند از روش پیشنهادی فیض‌نیا (۱۳۷۴) بهره گرفته شد. میزان مقاومت سنگ‌ها را در برابر فرسایش بر اساس نمره‌هایی که در روش پسیاک به سنگ‌ها برای حساسیت آنها در مقابل فرسایش داده شده، محاسبه گردیده است. در این مدل برای سنگ‌های مقاوم، با نیمه مقاوم و حساس در برابر فرسایش به ترتیب عدد صفر، پنج و ده در نظر گرفته شده است. بر اساس نقشه بهینه شده کمترین مساحت جنس لایه‌ها به ترتیب متعلّق به ماسه و رس (۰,۱ درصد از مساحت حوضه)، سنگ آهک مارنی (۰,۱۳ درصد از مساحت حوضه) و سنگ آهک اولولیت‌دار (۰,۱۳ درصد از مساحت حوضه آبریز مند) و بیشترین مساحت نیز به ترتیب متعلّق به لایه‌های رسوب‌های آبرفتی جدید (۱۵/۸۴ درصد از مساحت حوضه)، دولومیت (۱۳/۲۱ درصد از مساحت کل حوضه) و ماسه سنگ (با ۱۱/۲۴ درصد از مساحت کل حوضه آبریز مند) می‌باشد. از نظر میزان حساسیت سنگ‌های حوضه آبریز مند به فرسایش بر اساس مدل پیشنهادی فیض نیا (۱۳۷۴)، ۴۱/۸۳ درصد از مساحت کل حوضه در مقابل فرسایش مقاوم بوده، ۲۵/۲۹ درصد از حوضه حساس به فرسایش بوده و ۳۲/۸۸ درصد از مساحت کل حوضه در مقابل فرسایش نیمه مقاوم می‌باشد (شکل ۴). نکته قابل توّجه این است که هر چند یک چهارم حوضه دارای قابلیت فرسایش‌پذیری بسیار زیاد بوده اما از نظر پراکنش فضایی محدوده‌های حساس در نیمه غربی حوضه آبریز مند، جایی که رودخانه‌های دائمی در آنجا وجود دارد، قرار دارد (شکل ۴). وجود رودخانه‌های قره آغاج و فیروزآباد در نیمه غربی حوضه و عبور این رودخانه‌ها از پهنه‌های حساس به فرسایش باعث تولید رسوب قابل توّجه رودخانه مند در خروجی حوضه می‌گردد. به عبارت دیگر می‌توان گفت که دو عامل هیدرولوژی و فرسایش‌پذیری حوضه در تولید و انتقال رسوب در غرب حوضه آبریز مند نقش اساسی را ایفا می‌کنند. در نیمه جنوبی حوضه نیز لایه‌های سنگ‌شناسی با قابلیت فرسایش‌پذیری متوسط

Archive of SID

www.SID.ir

قرار دارد که رودخانه دارالمیزان در این قسمت عمل فرسایش و انتقال رسوب‌ها را بر عهده دارد. همچنین رودخانه دشت پلنگ در غرب حوضه بر روی سازندهای حساس تا نیمه حساس مستقر بوده که این رودخانه نیز نقش قابل توّجه در تولید و انتقال رسوب به رودخانه مند ایفا می‌کند. در مجموع می‌توان گفت که نزدیک به شصت درصد از مساحت حوضه دارای قابلیت فرسایش‌پذیری متوسط تا زیادی داشته به همین دلیل فرسایش‌پذیری نسبتاً مناسب حوضه آبریز مند یکی از علل اصلی شکل‌گیری دلتای مند می‌باشد.



شکل ۴: نقشه میزان حساسیّت و فرسایش‌پذیری حوضه آبریز مند

اقلیم: در بین عناصر اقلیمی، دما و بارش تأثیر بیشتری در شکل‌گیری و گسترش دلتاها دارند. بر اساس آمارهای ثبت شده در ایستگاه‌های مستقر در حوضه آبریز مند و ایستگاه‌های کمکی، متوسط بارش سالانه این حوضه ۲۵۹/۱۴ میلی‌متر می‌باشد. در بین ایستگاه‌های سطح حوضه، بیشترین و کمترین مقدار بارش با ۳۴۵/۴۶ و ۱۸۸/۸۴ میلی‌متر به ترتیب متعلق به فیروزآباد و زرین‌دشت است. به‌طور کلی در شمال‌غرب حوضه آبریز مند بیشترین مقدار بارش و در جنوب‌غربی حوضه کمترین مقدار بارش رخ می‌دهد. بیشترین درصد بارش در فصل زمستان (دی‌ماه) رخ داده و غالباًبه‌صورت رگ‌باری (به‌ویژه در جنوب حوضه) نازل می‌شود. البته بایستی این نکته را گفت که در بعضی از سال‌ها (سال آبی ۱۳۸۸-۱۳۸۷) در فرودین ماه بیشترین بارش سال رخ می‌دهد که از نظر شدّت نیز رگ‌باری بوده و مقدار قابل توّجهی از میانگین بارش سالیانه ایستگاه‌ها در این ماه رخ داد. به دلیل رگ‌باری بودن نوع بارش‌ها در این حوضه، دبی رودخانه مند در فصل زمستان و بهار بیشتر از سایر فصول بوده و آبگیری سدها معمولاً در این فصول انجام می‌گیرد. به دلیل رگ‌باری بودن بارش‌ها، سدّها سریع پر شده و دریچه آنها سریع‌تر از دیگر مواقع سال باز شده و شدت دبی رودخانه بیشتر شده که در نتیجه آن توانایی حفر و انتقال رسوب‌ها به سمت دلتا بیشتر در این فصول و زمان بارش‌های رگ‌باری صورت می‌پذیرد. با توّجه به وسعت زیاد حوضه و تنوع مناطق کوهستانی حوضه، بارش در شمال

Archive of SID

www.SID.ir

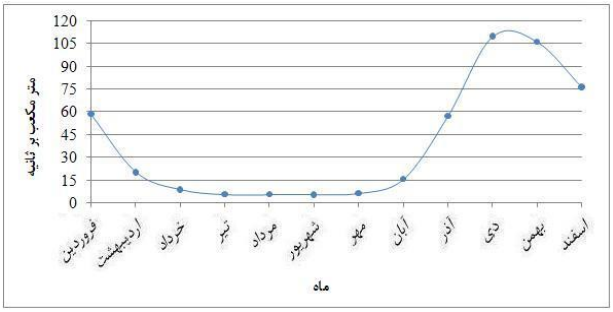
حوضه و در ارتفاعات ۲۲۰۰ متر به بالا غالباًبه‌صورت برف بوده که عکس‌العمل هیدرولوژیکی آن با تأخیر در فصل بهار و گرم شدن هوا ظاهر می‌شود. همچنین بارش تأثیر قابل توّجه‌ای در فعّال شدن پدیده هیدروکلاستیسم یعنی متلاشی شدن سنگ در اثر نوسان رطوبت دارد (محمودی، ۱۸،۱۳۸۲)، این رخداد می‌تواند تا اندازه‌ای رسوب حمل شده بر سطح دلتای مند را فراهم آورد. بر اساس داده‌های ایستگاه‌های سینوپتیک، متوسط دمای سالیانه حوضه آبریز مند ۲۱/۴۲ درجه سانتی‌گراد بوده و گرم‌ترین ماه سال تیرماه و سردترین آن است. حداکثر دمای ثبت شده (۲۲/۹۸ درجه) مربوط به ایستگاه زرین‌دشت و حداقل دمای ثبت شده (۱۷/۳۶ درجه) مربوط به ایستگاه استهبان می‌باشد. دما به همراه رطوبت ناشی از بارش باعث هوازدگی و در نتیجه افزایش رسوب در حوضه آبریز مند می‌شود. یکی از پدیده‌های مربوط به دما، پدیده ترموکلاستیسم- متلاشی شدن سنگ در اثر نوسان دما، می‌باشد. البّته بایستی به این نکته توّجه کرد که درجه حرارت و تغییرات مربوط به آن در حوضه آبریز مند در مدت زمان کوتاه نمی‌تواند باعث فرسایش سنگ‌های حوضه گردد و با گذشت زمان در کواترنر بوده که به‌تدریج بر فرسایش سنگ‌ها اثر خود را نشان داده است. این پدیده به ترتیب در دی و بهمن‌ماه به حداکثر و در تیرماه به حدّاقل خود می‌رسد. پدیده دیگر مرتبط با هوازدگی و دما پدیده کریوکلاستیسم- متلاشی شدن سنگ در اثر انجماد و ذوب آب، می‌باشد. زمان فعّالیت این پدیده از آذرماه در منطقه شروع شده و در دی‌ماه به اوج خود می‌رسد، این پدیده در کوتاه مدّت آثار خود را نشان داده و نقش بسزایی در تولید رسوب ایفا می‌کند. به‌طور کلی متوسط روزهای یخبندان در سطح حوضه آبریز مند ۱۷/۶۸ روز بوده و از نقطه‌ای به نقطه‌ی دیگر تفاوت زیادی دارد. به‌طور مثال در ایستگاه استهبان متوسط یخبندان ۵۴/۴ روز در سال است، یعنی چیزی در حدود دو ماه از سال در این محدوده از حوضه آبریز مند بایستی شاهد آثار کریوکلاستیسم بود. اما در دیگر پهنه‌های حوضه همچون ایستگاه‌های زرین‌دشت و فراشبند به ترتیب ۷/۳۳ و ۱۰/۶ روز از سال یخبندان مشاهده می‌شود. به‌طور کلی در قسمت‌های شمالی حوضه به دلیل ارتفاعات یخبندان بیشتری در طول سال رخ می‌دهد و پدیده کریوکلاستیسم در ماه‌های آذر و دی در این قسمت از حوضه فعّالیت بیشتری دارد.

هیدرولوژی: قسمت زیاد حوضه آبریز رودخانه مند در استان فارس واقع شده و رودخانه مذکور از تلاقی دو شاخه عمده به نام‌های قره آغاج و فیروزآباد تشکیل می‌شود و در نهایت به خلیج فارس می‌ریزد. تعداد شاخه‌های اصلی و فرعی این رودخانه بالغ بر ۴۲ رودخانه و مسیل است که از مهم‌ترین آنها می‌توان به قره آغاج، رود شور جهرم، فیروزآباد، مند میانی، رود شور دهرم و رودخانه باغان اشاره کرد. بیشترین بخش جریان آب در تمام رودخانه‌ها در فصل زمستان اتفاق می‌افتد و رژیم دو رودخانه مند برفی تا بارانی است. طول این رودخانه از محل تلاقی دو شاخه قره آغاج و فیروزآباد حدود ۲۱۰ کیلومتر و از سرچشمه رودخانه قره آغاج حدود ۷۳۵ کیلومتر است. برای محاسبه میزان تأثیرگذاری میزان و مقدار دبی رودخانه مند در شکل‌گیری دلتای مند از آمار دبی ایستگاه هیدرومتری قنطره در خروجی حوضه آبریز مند بهره گرفته شده است. آمار مربوط به دبی این ایستگاه تا سال ۱۳۸۹ ثبت شده است. بر اساس میانگین این ایستگاه متوسط دبی سالیانه ۳۹/۵ مترمکعب بر ثانیه بوده، حداکثر و حدّاقل دبی ثبت شده ۱۷۰/۹۴ و ۴/۱۶ مترمکعب بر ثانیه

Archive of SID

www.SID.ir

به ترتیب مربوط به سال‌های ۱۳۵۰ و ۱۳۸۶ می‌باشد (شکل ۵). همچنین حداکثر و حداقل دبی ماهیانه نیز به ترتیب مربوط به ماه‌های دی و شهریور با ۱۰۹/۵۸و ۵/۲۹ مترمکعب بر ثانیه است. از اردیبهشت تا آبان ماه از دبی این رودخانه به‌شدت کاسته شده و با شروع بارش‌ها از آذر تا اسفندماه میزان بارندگی افزایش قابل توّجهی یافته و از اردیبهشت‌ماه به علت کاهش بارندگی‌ها میزان دبی نیز کاهش می‌یابد.

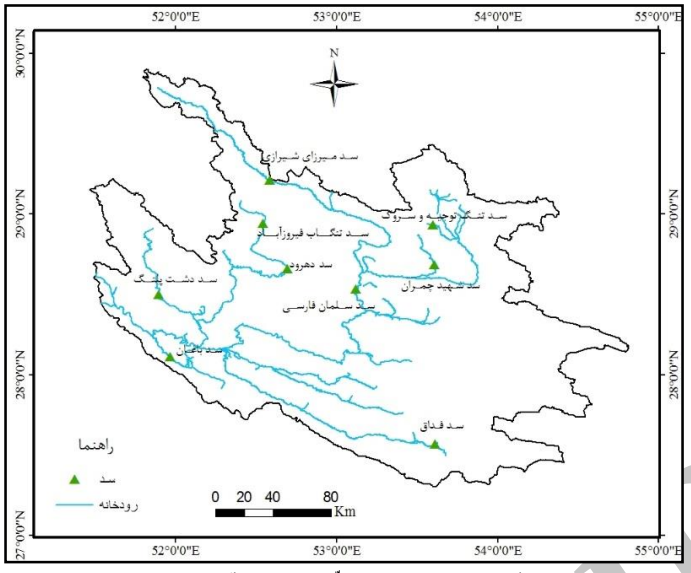


شکل ۵ : نمودار میانگین ماهیانه دبی در ایستگاه قنطره مند (۱۳۴۸– ۱۳۸۹)

اقدام‌های انسانی: مهم‌ترین اقدام انسان در سطح حوضه آبریز مند که از نظر ژئومورفولوژی اهمیّت زیادی دارد، مطالعه و ساخت سدّها است که می‌توان از آنها به‌عنوان تله‌های رسوبی و آبی نام برد. این مهم با ساخت سدّهای شهید چمران جهرم و تنگ توجیه و سروک فسا در سال ۱۳۷۴ شروع شده است که ساخت سدّهای دیگر نیز در دست مطالعه می‌باشد. در سطح حوضه آبریز مند ۹ سد ساخته شده یا در حال ساختن هستند. از نظر توزیع فضایی این سدّها تقریباً در سطح حوضه دارای پراکندگی متناسبی می‌باشند (شکل ۶). به‌طور کلی سدّها و مخازن بیانگر تغییرات اساسی انسان در سیستم رودخانه‌ای می‌باشند. تقریباً در همه موارد، سدها موجب قطع و تغییر شار رسوبی در پایاب حوضه‌های آبریز شده و به‌طور معمول بر رژیم جریان رود تأثیر می‌گذارند. به دلیل تأثیر مستقیم سدها در دو گروه کنترل شکل آبراهه (رسوب و دبی)، آنها توانایی تغییر در سلسله مراتب متغیرهای آبراهه‌ای را دارند (Schumm and Lichty, 1965). سدّها تنها بر دبی آب تأثیر نمی‌گذارند، بلکه در انتقال رسوب نیز مؤثر هستند. بسته به‌اندازه مخازن مقدار زیادی از رسوب‌ها به دام خواهند افتاد. تغییرات در میزان ورود رسوب و دبی به پایاب حوضه ممکن است که باعث تغییراتی در پیکربندی لندفرم‌ها شود. تغییرات اندازه دانه‌ها باعث تغییراتی در اشکال بستری خواهد شد (Brandt, 2000). سدهای ساخته شده در حوضه آبریز مند سالیانه حدود ۱۷۳۶/۰۲ میلیون مترمکعب آب را در خود نگه می‌دارند به عبارت دیگر حجم مخزنی این سدّها از خروج این مقدار آب جلوگیری می‌کنند. در این میان سه سدّ سلمان فارسی، دهرود و میرازی شیرازی به ترتیب بیشترین نقش را در عدم خروج آب از حوضه آبریز مند ایفا می‌کنند. نکته جالب این است که از ۹ سدّ ساخته شده و در حال احداث در سطح حوضه آبریز مند، ۴ سد بر دو رودخانه اصلی حوضه یعنی قره آغاج و فیروزآباد استقرار یافته است (شکل ۶). در مجموع می‌توان گفت که سدّها در حوضه آبریز مند به عنوان تلّه‌های رسوبی و آبی، هر سال به‌طور قابل توّجهی باعث کاهش شار رسوبی پایاب حوضه آبریز مند و تغییر در رژیم جریان رودخانه مند شده است و نظم طبیعی زایش دلتای مند که جزء دلتاهای فعّال بوده، را بر هم زده است.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۶: پراکندگی سدّهای حوضه آبریز مند

بحث و نتیجه‌گیری

دلتای مند توسط عوامل (خشکی و دریا) مختلف شکل گرفته که این عوامل در تحول آن نقش قابل توّجهی را ایفا می‌کنند. عوامل خشکی به دو دسته عوامل مؤثر محوری (مورفولوژی حوضه، رسوب و نو زمین‌ساخت) و عوامل پایه‌ای (اقلیم، هیدرولوژی و اقدام‌های انسانی) طبقه‌بندی می‌شوند. وسیع بودن حوضه باعث شده است که شبکه زهکشی از تراکم بیشتری برخوردار باشد و همچنین مواد فرسایشی قابل دسترس بیشتر در اختیار این شبکه زهکشی قرار گیرد. شیب حوضه آبریز نیز در بالا دست حوضه با افزودن بر سرعت رواناب، کاهش سرعت نفوذ و در نتیجه سیلابی شدن جریان، باعث شده است که جریان آب و مواد فرسایشی سریع‌تر به خروجی حوضه برسند. همچنین کاهش شیب در خروجی حوضه نیز باعث به جاگذاری بیشتر مواد فرسایشی در رأس دلتا شده است. نوزمین‌ساخت حوضه نیز بر اساس شاخص‌های ژئومورفولوژیکی مورد محاسبه قرار گرفت که بر طبق آنها حوضه آبریز مند در گذشته دارای فعّالیّت‌های شدید زمین‌ساختی بوده که هم‌اکنون این فعّالیت‌ها به سمت آرامش نسبی سوق پیدا کرده‌اند. با توّجه به بارش‌های سطح حوضه آبریز بیشترین دبی در دی‌ماه رخ داده که غالباً به‌صورت سیلابی می‌باشد و با کاهش بارش‌ها و افزایش دما در شهریور به کمترین حد خود می‌رسد. بر اساس میانگین آماری ایستگاه قنطره میانگین دبی خروجی حوضه آبریز مند به طور متوسط ۳۹/۵ مترمکعب بر ثانیه در سال می‌باشد. می‌توان گفت هیدرولوژی با حمل و یا گاهی مواقع فرسایش بستر رودخانه مند و دیگر آبراهه‌های سطح حوضه آبریز مند و انتقال آنها نقش قابل توّجهی را در رسوب‌گذاری، شکل‌گیری و تحول دلتای مند ایفا می‌کند. عامل اقلیم نیز با عناصر دما و بارش بر شکل‌گیری دلتای مند تأثیرگذار می‌باشد. در شمال‌غرب حوضه آبریز مند بیشترین مقدار بارش و در جنوب‌غربی حوضه کمترین مقدار بارش رخ می‌دهد. بیشترین درصد بارش در فصل زمستان (دی‌ماه) رخ داده و غالباً به‌صورت رگباری (به‌ویژه در جنوب حوضه) نازل می‌شود. از نظر میزان حساسیت سنگ‌های حوضه آبریز مند به فرسایش بر اساس مدل پیشنهادی فیض‌نیا (۱۳۷۴)، ۴۱/۸۳ درصد از مساحت کل حوضه

Archive of SID

www.SID.ir

در مقابل فرسایش مقاوم بوده، ۲۵/۲۹ درصد از حوضه حساس به فرسایش بوده و ۳۲/۸۸ درصد از مساحت کل حوضه در مقابل فرسایش نیمه مقاوم می‌باشد. میانگین رسوب سالیانه این ایستگاه در طی دوره آماری ۱۷۰۳/۹۰۹ تن می‌باشد، حداکثر رسوب در دی‌ماه و حداقل آن در تیرماه رخ می‌دهد. انسان نیز با ایجاد سد که از آنها می‌توان به‌عنوان تله‌های رسوبی و آبی نام برد اثر قابل توّجهی بر تحول دلتای مند در دو دهه اخیر گذاشته است. این مهم با ساخت سدهای شهید چمران جهرم و تنگ توجیه و سروک فسا در سال ۱۳۷۴ شروع شده است که ساخت سدهای دیگر نیز در دست مطالعه می‌باشد. در مجموع این سدها و مخازن بیانگر تغییرات اساسی انسان در سیستم رودخانه‌ای مند می‌باشند. تقریباً در همه موارد، سدها موجب قطع و تغییر شار رسوبی در پایاب حوضه آبریز مند شده و به‌طور معمول بر رژیم جریان رود تأثیر قابل توّجهی (به‌ویژه در فصل تابستان) گذاشته است. در مجموع می‌توان گفت که انسان با اقدامات خود در دو دهه‌ی اخیر موجب کاهش رسوب‌گذاری در دلتای مند شده است. بازدیدهای میدانی صورت گرفته از دلتا یافته‌های فوق را تصدیق می‌کند، به عبارت دیگر یافته‌های حاضر منطبق با وضعیت کنونی دلتای مند می‌باشد.

منابع

۱- جداری عیوضی، جمشید، مجتبی یمانی، رضا خوش‌رفتار؛ (۱۳۸۴): تکامل ژئومورفولوژی دلتای رود سپیدرود در کواترنر، فصل‌نامه پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۳، صص ۹۹- ۱۲۰.

۲- جهان‌دیده، احمدعلی؛ (۱۳۷۸): عوامل مؤثر بر فرسایش بادی در منطقه دشتی استان بوشهر، پایان‌نامه‌ی کارشناسی‌ارشد، به راهنمایی حسن احمدی، دانشکده منابع طبیعی نور، دانشگاه تربیت مدرس.

۳- زاهدی، مجید، مریم بیاتی خطیبی؛ (۱۳۹۲): هیدرولوژی، انتشارات سمت.

۴- صمدزاده، رسول، مقصود خیام، فاطمه توانگر کلیمانی؛ (۱۳۹۱): تحلیل نقش فرایندهای هیدرومورفودینامیک در تشکیل و تکامل ژئومورفولوژیک دلتای کرگانرود در کواترنر، فصل‌نامه جغرافیا، شماره ۳۳، صص ۱۶۹- ۱۹۳.

۵- علیزاده، امین؛ (۱۳۸۵): اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات آستان قدس رضوی.

۶- فرجزاده، منوچهر، سیاوش شایان، مهدی شفیعی‌فر؛ (۱۳۹۰): راهنمای مطالعات ریخت‌شناسی دلتاها، معاونت برنامه‌ریزی و نظارت راهبردی رئیس‌جمهور، نشریه شماره ۳۶۲- الف.

۷- فیض‌نیا، سادات؛ (۱۳۷۴): مقاومت سنگ‌ها در مقابل فرسایش در اقلیم مختلف ایران، مجله منابع طبیعی ایران، شماره ۴۷، صص ۹۵- ۱۱۶.

۸- کلتات، دیتر؛ (۱۳۷۸): جغرافیای طبیعی دریاها و سواحل، ترجمه محمدرضا ثروتی، انتشارات سمت.

۹- محمودی، فرج اله؛ (۱۳۸۲): ژئومورفولوژی دینامیک، انتشارات دانشگاه پیام نور.

۱۰- نوحه‌گر، احمد؛ (۱۳۹۱): تحولات ژئومورفیک اجزای شبکه رودخانه‌ای در تشکیل و تحوّل دلتاها(مطالعه موردی: دلتاهای شمال تنگه هرمز (شور، جلابی و حسن لنگی)، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱۰۶، صص ۱۱۱- ۱۳۵.

11- Allison, M. A.; (1998): Historical Changes in The Ganges–Brahmaputra Delta Front. Journal of Coastal Research 14, 1269–1275.

12- Bird Eric; (2001): Coastal Geomorphology, John Wiley & Sons.

13- Brandt, S.A; (2000): Classification of Geomorphological Effects Downstream of Dams. Catena 40: 375–401.

Archive of SID

www.SID.ir

14-Bull, W. B; (1964): Geomorphology of Segmented Alluvial Fans in Western Fresno County, California. U. S, Geological Survey Professional Paper, 352-E.
15- Coleman, J. M., Roberts, H. H., and Stone, G. W; (1998): Mississippi River Delta: an Overview. Journal of Coastal Research 14, 698–717.
16- Coleman. J, H. Roberts, and O. Huh; (1986): Delta Landform, Geomorphology Rom Space: Aglobal Overview of Regional Landforms. Washington, D.C., NASA.
17- El Banna. M, O. Frihy; (2009): Human-Induced Changes in The Geomorphology of The Northeastern Coast of The Nile Delta, Egypt, Geomorphology Vol. 107 (2009), 72–78.
18- El Hamdouni. R., C. Irigaray, T. Fernández, J. Chacón & E.A. Keller; (2008): Assessment of Relative Active Tectonics, Southwest Border of the Sierra Nevada (Southern Spain), Geomorphology 96 (2008) 150–173.
19- Elloitt, T.; (1986): Deltas. In: Reading, H.G. (Ed.), Sedimentary Environments and Facies. Blackwell, Oxford, pp. 113–154.
20- Feng. J, W. Zhang; (1999): The Evolution of the Modern Luanhe River Delta, North China, Geomorphology 25 _1998. 269 –278.
21- Gao. S; (2007): Modeling the Growth Limit of the Changjiang Delta, Geomorphology 85 (2007) 225–236.
Geology 164, 237–249.
22- Giles, Philip; (2010): Investigation the Use of Alluvial Fan Volume to Represent Fan Size in Morphometric Studies, Geomorphology 121.
23- Harvey, A.M; (1997): The Role of Alluvial Fans in Arid-Zone Fluvial Systems. Wiley, Chichester.
24- Hood, W.G.; (2010): Delta Distributary Dynamics in The Skagit River Delta (Washington, USA): Extending, Testing, and Applying Avultion Theory in a Tidal System. Geomorphology 12, 154–196.
25- Hori, K., Tanabe, S., Saito, Y., Haruyama, S., Nguyen, V., Kitamura, A.; (2004); Delta Initiation and Holocene Sea-Level Change: Example From the Song Hong (Red River) Delta, Vietnam. Sedimentary
26- Oguchi, T, Ohmori, H; (1994): Analysis of Relationships Among Alluvial Fan Area, Source Basin Area, Basin Slope and sediment yield. Zeitschrift Fur Geomorphologie 38.
27- Olariu, C., and Steel, R. J.; (2009): Influence of Point-Source Sediment-Supply on Modern Shelf-Slope Morphology: Implications for Interpretation of Ancient Shelf Margins. Basin Res. 21, 484–501.
28- Restrepo. A; (2012): Assessing the Effect of Sea-Level Change and Human Activities on a Major Delta on the Pacific Coast of Northern South America: The Patía River, Geomorphology 151-152 (2012) 207–223.
29- Schumm, S.A. and Lichty, R.W; (196): Time, Space, and Causality in Geomorphology. American Journal of Science 263: 110–119.
30- Selby M. J.; (1989): Earth's Changing Surface, Oxford University Press.
31- Stanley, D.J., Warne, A.G.; (1998): Nile Delta in its Destruction Phase. Journal of Coastal Research 14, 794–825.
32- Sternberg, R.W., Caching, D.A., Paulson, B., Kineke, G. C., Drake, D. E.; (1996): Observations of Sediment Transport on the Amazon Subaqueous Delta. Continental Shelf Research 16, 697–715.
33- Swift, D.J.P., Thorne, J. A; (1991): Sedimentation on Continental Margins, I: a General Model for Shelf River Delta, Bentre Province, and Southern Vietnam: the BT2 Core. Journal of Asian Earth Sciences 20, 83–94.
34- Syvitski, J. P. M., A. J. Kettner, A. Correggiari, and B. W. Nelson; (2005): Distributary Channels and Their impact on Sediment Dispersal, Mar. Geol., 222-223, 75– 94
35- T.K.O., Nguyen, V.L., Tateishi, M., Kobayashi, I., Saito, Y.; (2001): Sedimentary Facies, Diatom and Foraminifer Assemblages in a Late Pleistocene–Holocene Incised-Valley Sequence From The Mekong Their impact on Sediment Dispersal. Marine Geology 222–223, 75–94.
36- Walker. H, P. Hudson; (2003): Hydrologic and Geomorphic Processes in the Colville River Delta, Alaska, Geomorphology 56 (2003) 291–303.
37- Wright, L.D; (1985): River deltas, In: Davis Jr., R.A. (Ed.), Coastal Sedimentary Environments, 2nd ed. Springer Verlag, New York, NY, pp. 1–76.
38- Wright, L.D; (1995): Morph Dynamics of Inner Continental Shelves. CRC Press, Boca Raton, Florida.

Archive of SID

www.SID.ir