شهرام بهرامی
استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت‌معلم سبزوار
سیاوش شایان
استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت‌مدرس
کاظم بهرامی
دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی مهندسی، دانشگاه تربیت مدرس

دانش‌افزایی

نقش اشکال و فرایندهای ژئومورفولوژیکی در تشکیل پلاسرها

چکیده

پلاسرها، کانسارهای معدنی سطحی زمین با چگالی بالا هستند که بعد از هوازدگی (شیمیایی و فیزیکی) سنگ منشأ و حمل آن‌ها به طرف پایین‌دست، نهایتاً در محیط‌های رودخانه‌ای، آبرفتی، ساحلی، بادی، یخچالی و دریاچه‌ای تمرکز می‌یابند. تشکیل پلاسرها تحت‌تأثیر فرایندهای فرسایشی، هوازدگی، حمل و رسوب‌گذاری است، بنابراین اشکال وفرایندهای ژئومورفولوژیکی ارتباط تنگاتنگی با محل تشکیل پلاسرها دارند.

مطالعهٔ حاضر رابطهٔ بین اشکال و فرایندهای ژئومورفولوژی با تشکیل پلاسرها در محیط‌های متفاوت ژئومورفولوژیک را مورد ارزیابی قرار داده است. تحقیق حاضر هم‌چنین نشان می‌دهد که اشکال و لندفرم‌های ژئومورفولوژیک خاصی در مقیاس بزرگ (۱۰ کیلومتر)، متوسط (۱۰۰ متر) و کوچک (۱ متر) دارای قابلیت تشکیل کانسارهای پلاسری هستند. تکامل ژئومورفولوژیکی، عوامل تکتونیکی، تغییرات اقلیمی، تغییرات سطح دریا، و فرایندهای هوازدگی، فرسایش و رسوب‌گذاری نیز از عوامل مهم در تشکیل پلاسرهای رودخانه‌ای- آبرفتی، بادی، ساحلی و یخچالی محسوب می‌شوند. تحقیق حاضر هم‌چنین نشان می‌دهد که فرایندهای گوناگون در محیط‌های مختلف ژئومورفیک متفاوت عمل می‌کنند و بنابراین تأثیر فرایندها و اشکال ژئومورفولوژیک در تشکیل پلاسرها در محیط‌های مختلف، متفاوت است.

کلیدواژه‌ها: ژئومورفولوژی، پلاسر، لندفرم، طلا.

مقدمه

اصطلاح «پلاسر» به معنی کانسارهای معدنی سطح زمین است که بعد از هوازدگی (شیمیایی و فیزیکی) سنگ منشأ و حمل آن‌ها به طرف پایین‌دست، نهایتاً به علت چگالی بالا، در محیط‌های رودخانه‌ای، آبرفتی، ساحلی، بادی و یخچالی و دریاچه‌ای تمرکز می‌یابند (منبع ۱۵، ص ۳۷۳). کانسارهای پلاسری ازجمله طلا، الماس، قلع و ایلمنایت نسبت به دیگر کانی‌ها سنگین‌تر هستند و چگالی آن‌ها بین ۲/۶۵ تا ۱۹/۳ متغیر است. پلاسرها براساس تفاوت در چگالی به سه گروه سنگین (با چگالی ۶/۸ تا ۲۱)، سبک (با چگالی ۴/۲ تا ۵/۳) و جواهری یا گران‌بها (با چگالی ۲/۹ تا ۴/۱ مانند الماس) تقسیم می‌شوند (منبع ۸، ص ۱۸۸).

اشکال سطحی زمین نتیجهٔ روابط متقابل بین متغیرهایی مانند ماهیت سنگ‌های زیرین، حرکات تکتونیکی، و فرایندهای خارجی متأثر از اقلیم هستند (منبع ۶۵، ص ۷۲۷). از آن‌جا که تشکیل پلاسرها تحت‌تأثیر فرایندهای فرسایشی، هوازدگی، حمل و رسوب‌گذاری است، اشکال و فرایندهای ژئومورفولوژیکی ارتباط تنگاتنگی با محل تشکیل پلاسرها دارند (منبع ۱۲، ص ۱۳). ژئومورفولوژی می‌تواند با مشخص کردن الگوی طولانی‌مدت فرسایش و رسوب‌گذاری و تشخیص ماهیت عوامل مؤثر در توزیع پلاسرها، در اکتشاف کانسارهای پلاسری نقش مؤثری داشته باشد (منبع ۶۵، ص ۷۲۷). ژئومورفولوژی هم‌چنین می‌تواند با بررسی و تبیین تحولات ژئومورفولوژی و تاریخچهٔ اشکال و فرایندهای ژئومورفولوژی، نقش مهمی در اکتشاف کانسارهای پلاسری ایفا کند. ژئومورفولوژی هم‌چنین می‌تواند در مقیاس بزرگ،مانند ارزیابی تاریخ فرسایشی دوره‌های چند میلیون سال و چهارچوب‌های تکتونیکی، ارزیابی پائوکلیمای مناطق، ثبات حوضه‌های آبخیز، در مقیاس متوسط مانند بررسی پادگانه‌های رودخانه‌ای و تهیهٔ نقشه‌های ژئومورفولوژی، و در مقیاس کوچک مانند بررسی پلاسرها در دیگ غول‌ها[1] و شکستگی‌های درون مجرای رودخانه، به شناسایی و اکتشاف محل تشکیل پلاسرها اقدام کند (منبع ۶۴، ص ۹۶).

از دهه‌های قبل، محققین زیادی به بررسی تشکیل پلاسرها در محیط‌های گوناگون رودخانه‌ای، آبرفتی، یخچالی، ساحلی و بادی و فرایندهای مربوط به تشکیل پلاسرها پرداخته‌اند. در زمینهٔ تشکیل پلاسرهای رودخانه‌ای و آبرفتی می‌توان به منابع شمارهٔ ۶۰، ۵۹، ۲۶،

۴۵، ۶۲، ۱۹، ۶۸، ۲۹، ۱۱، ۹، ۴۱، ۴۰، ۳۰، ۳۱، ۴، ۱۷ و ۷۱ اشاره کرد. در زمینهٔ پلاسرهای ساحلی و فرایندهای مربوطه می‌توان به تحقیقات منابع شمارهٔ ۱۳، ۵۲، ۱، ۵۱، ۲۳، ۲۴، ۵۴، ۱۹، ۲۱، ۲۷، ۸، ۳۸ و ۳۹ اشاره کرد. منبع شمارهٔ ۶۵، ۳۵، ۴۹، ۴۲، ۴۳، ۲، ۳۴، ۲۲، ۳۳، ۳۲ و ۳۶ به بررسی پلاسرهای یخچالی پرداخته‌اند. در زمینهٔ پلاسرهای بادی تحقیقات محدودی انجام شده‌اند که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان منابع شمارهٔ ۶۱، ۴۶، ۴۷ و ۴۸ را نام برد. از تحقیقات مربوط به کانسارهای پلاسری، برخی به بررسی روابط اشکال و فرایندهای ژئومورفولوژی و تشکیل پلاسرها پرداخته‌اند که می‌توان به منابع شمارهٔ ۶۴، ۶۵، ۶۷، ۵۲، ۱۹، ۹، ۵۹، ۶۰، ۶۹، ۵۱، ۶۲، ۵۳، ۲۶، ۲۲، ۲۷، ۲۴ و ۳۷ اشاره کرد.

با توجه به این‌که اشکال و فرایندهای ژئومورفولوژی نقش مهمی در تشکیل کانسارهای پلاسری ایفا می‌کنند (منبع ۶۵، ص ۷۲۷؛ منبع ۶۰، ص ۱۱۵؛ منبع ۱۲، ص ۴۱۳)، و از طرف دیگر، هر کدام از منابع فوق نقش اشکال و فرایندهای ژئومورفولوژی محیط‌های خاصی را بررسی کرده‌اند و کمتر به بررسی ارتباط بین پلاسرها و اشکال و فرایندهای نواحی مختلف به‌طور جامع (اعم از محیط‌های رودخانه‌ای، یخچالی، ساحلی و بادی) پرداخته‌اند، در این مقاله سعی شده است که روابط بین فرایندها و اشکال ژئومورفولوژیکی محیط‌های متفاوت و تشکیل پلاسرها مورد بررسی قرار گیرد. هدف تحقیق حاضر معرفی اشکال و لندفرم‌های مستعد تشکیل پلاسرها و تحلیل فرایندهای ژئومورفیک تأثیرگذار بر پلاسرهاست. با توجه به این‌که تاکنون منابع و مقالات علمی در ایران کمتر نقش تمامی اشکال و فرایندهای ژئومورفولوژی را در تشکیل پلاسرها مورد توجه قرار داده‌اند، بررسی و تشکیل پلاسرها در ارتباط با لندفرم‌های گوناگون ژئومورفیک اعم از رودخانه‌ای- آبرفتی، ساحلی، یخچالی و بادی از اهمیت و ضرورت زیادی برخوردار است.

تشکیل پلاسرها

پلاسرها، کانسارهای آواری ارزشمندی هستند که به علت چگالی بالای آن‌ها نسبت به دیگر رسوبات، در محیط‌های رودخانه‌ای، آبرفتی، ساحلی، یخچالی و بادی تشکیل می‌شوند. چگالی بالای آن‌ها نقش مهمی در تشکیل آن‌ها ایفا می‌کند. پلاسرها، دارای چگالی بالای ۲/۶۵ هستند. بنابراین کانی‌های ساختمانی مانند ماسه‌های ساختمانی، گراول‌ها و رس‌های صنعتی جزو کانسارهای پلاسری محسوب نمی‌شوند (منبع ۱۹، ص ۸۱۴). اولین شرط برای تشکیل پلاسرها آن است که آن‌ها بعد از فرسایش، هوازدگی و حمل، سالم باقی بمانند (منبع ۹، ص ۳۷۸). به عبارت دیگر، این کانی‌ها باید دارای پایداری بالایی باشند تا بتوانند بعد از فرسایش و حمل طولانی، باقی بمانند و در محیط‌های خاصی در اثر چگالی بالا ته‌نشین شوند.

هم‌چنان‌که **اسلینگرلند**[۲] (منبع ۵۹، ص ۱۳۸) اظهار می‌کند، با افزایش نسبت سرعت ته‌نشینی رسوبات سنگین نسبت به رسوبات سبک، تمرکز کانی‌ها زیاد می‌شود. این بدان معناست که در رسوباتی که

هدف تحقیق حاضر، معرفی اشکال و لندفرم‌های مستعد تشکیل پلاسرها و تحلیل فرایندهای ژئومورفیک تأثیرگذار بر پلاسرهاست

جدول ۱. اسامی پلاسرها و چگالی و سختی آن‌ها (اقتباس از: منبع ۸، ص ۱۸۸)

نام پلاسر	چگالی	سختی
تورمالین (Tourmaline)	۳/۱	۷
الماس (Diamond)	۳/۵	۱۰
توپاز (Topaz)	۳/۶	۸
گارنت (Garnet)	۳/۸-۴/۲	۷-۷/۵
کروندوم (Crondum)	۴	۹
روتایل (Rutile)	۴/۲-۴/۳	۶/۵
کرومیت (Chromite)	۴/۳-۴/۶	۵/۵
ایلمنیت (Ilmenite)	۴/۳-۵/۵	۵/۵
زینوتایم (Xenotime)	۴/۴-۵/۱	۴/۵
زیرکن (Zircon)	۴/۴-۴/۸	۷/۵
پیروتیت (Pyrrhotite)	۴/۵-۴/۶	۴
منیتیت (Magnetite)	۴/۹-۵/۲	۶
مونازیت (Monazite)	۴/۹-۵/۳	۵/۵
پیریت (Pyrite)	۵	۶-۶/۵
کولومبیت (Columbite)	۵/۴-۶/۴	۶
شئلیت (Scheelite)	۵/۹-۶/۲	۵
توریت (Thorite)	۶/۷	۴/۵
کاسیتریت (Cassiterite)	۶/۸-۷	۶/۵
وولفرامیت (Wolframite)	۷/۱-۷/۵	۴/۵
اورانینیت (Uraninite)	۷/۵-۱۰	۵/۶
سینابر (Cinnabar)	۸-۸/۲	۲/۵
پلاتین(Platinum)	۱۴-۱۹	۴
طلا (Gold)	۱۵/۶-۱۹/۳	۲/۵

بین ذرات ریز و درشت، اختلاف زیادی وجود دارد، شرایط برای افزایش و غنی شدن پلاسرها بهتر است (منبع ۹، ص ۳۷۹).

در مفهوم ساده، فرایند فرسایش و رسوب‌گذاری و غلبهٔ هر کدام نسبت به دیگری، به تقسیم‌بندی پلاسرها به دو نوع پلاسرهای «فرسایشی»[۳] و «تراکمی»[۴] منجر شده است (منبع ۱۹، ص ۸۲۵). هم‌چنان‌که شکل ۱- الف نشان می‌دهد، ابتدا توده‌ای از رسوبات ریز و درشت جور نشده وجود دارد. این رسوبات از قسمت فوقانی تحت‌تأثیر انرژی آب یا باد قرار می‌گیرند. اگر انرژی کافی باشد، می‌تواند رسوبات سبک‌تر را بردارد، درحالی‌که کانی‌های سنگین باقی می‌مانند (شکل ۱- ب). برداشت بیشتر رسوبات سبک‌تر، مقدار کانی‌های پلاسری در لایهٔ نازک بالایی را افزایش می‌دهد و کانسارهای پلاسری فرسایشی شکل می‌گیرند. با افزایش انرژی، بوجاری و جورشدگی رسوبات زیاد می‌شود و تنها رسوبات درشت و سنگین باقی می‌مانند (پلاسرای فرسایشی، شکل ۱- ب). ذرات سبک‌تر که برداشته شده‌اند، به طرف پایین حرکت می‌کنند و جایی که انرژی کاهش می‌یابد، ته‌نشینی اتفاق می‌افتد. بزرگ‌ترین و سنگین‌ترین ذرات و کانی‌ها ابتدا ته‌نشین می‌شوند و پلاسرهای تراکمی شکل می‌گیرند (شکل ۱- ج). بنابراین در پلاسرهای تراکمی بلافاصله بالای سنگ بستر، کانی‌های سنگین شکل می‌گیرند و به طرف بالا، رسوبات ریزتر می‌شوند (شکل ۱- د). کاهش انرژی ممکن است به علت کاهش توپوگرافی و یا تغییرات فصلی جریان باشد.

هر چند در پلاسرهای تراکمی ارزش نسبی پلاسرها ممکن است کمتر از پلاسرهای فرسایشی باشد، اما کمیت کانی‌ها در پلاسرهای تراکمی بیشتر از پلاسرهای فرسایشی است. تجدید حیات انرژی آب یا باد ممکن است کل فرایند فوق را تجدید کند و رسوبات اضافی و کانی‌ها را دوباره از بالادست به پایین‌دست حرکت دهد و در دورهٔ دوم رسوب‌گذاری، پلاسرهای تراکمی روی پلاسرهای فرسایشی قرار گیرند (شکل ۱- د). هر دو نوع پلاسرهای فرسایشی و تراکمی، تغییرات در انرژی را منعکس می‌کنند. تغییرات در انرژی توسط بارندگی، جریان رودخانه، جریان‌های دریایی، امواج اقیانوسی، جزر و مد و بادها ایجاد می‌شوند (منبع ۱۹، ص ۸۲۶).

به طور کلی برای تشکیل همهٔ انواع پلاسرها پنج شرط لازم است (منبع ۲۵، ص ۵):

۱. وجود سنگ منشأ دارای کانسارهای پلاسری؛

۲. هوازدگی و آزاد شدن کانسارهای معدنی از طریق فرسایش سنگ منشأ؛

۳. فرایند حمل و توزیع مجدد رسوبات از طریق عوامل طبیعی؛

۴. تمرکز یا رسوب‌گذاری انتخابی رسوبات براساس اندازه و چگالی؛

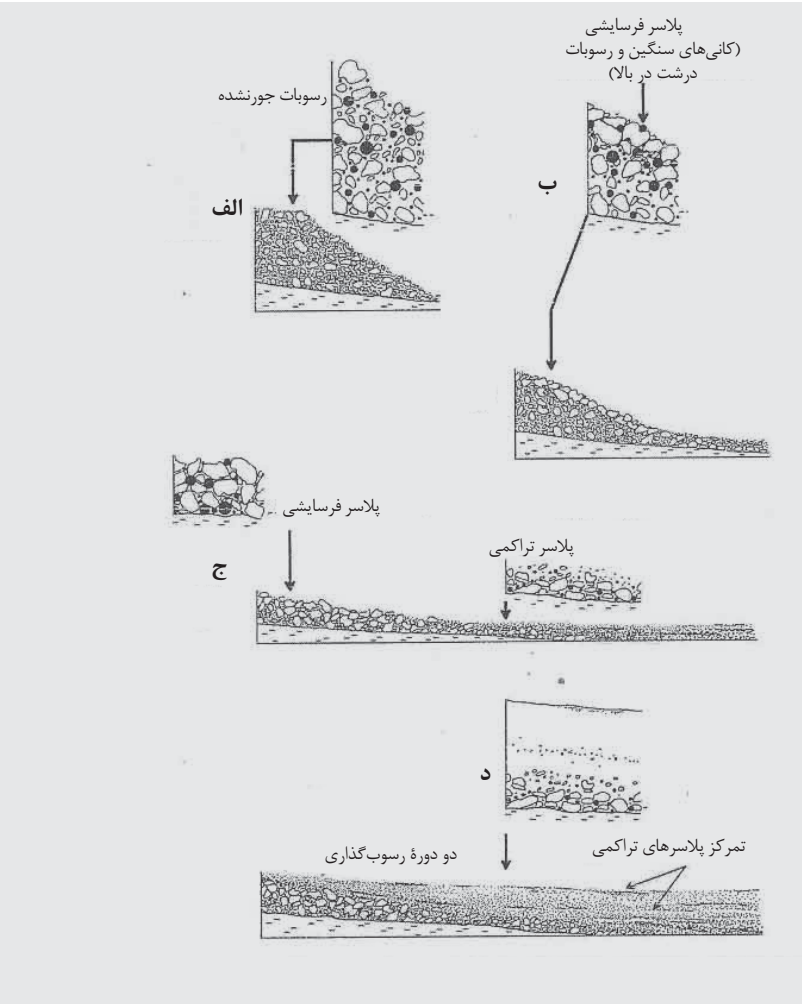
۵. حفاظت یا در امان ماندن پلاسرها از نیروهای توزیع و پراکندگی مجدد.

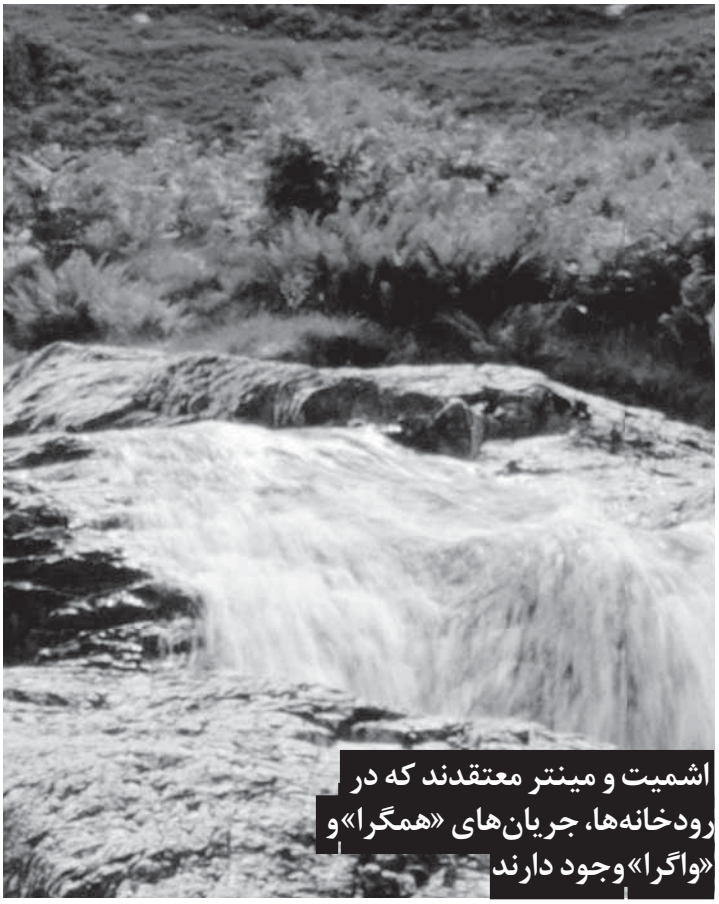
غیر از عوامل فوق، عوامل تکتونیکی (منابع ۱۹، ص ۸۲۲؛ منبع ۶۴، ص ۹۶؛ منبع ۶۵، ص ۷۲۷؛ منبع ۷۱، ص ۷۳۱)، تغییرات اقلیمی (منبع ۱۹، ص ۸۲۱؛ منبع ۶۵، ص ۷۳۳؛ منبع ۶۴، ص ۹۷)، تغییرات

فرایند فرسایش و رسوب‌گذاری و غلبهٔ هر کدام نسبت به دیگری، به تقسیم‌بندی پلاسرها به دو نوع پلاسرهای «فرسایشی» و «تراکمی» منجر شده است

سطح دریا (منبع ۱۳، ص ۵۴؛ منبع ۵۱، ص ۶۸؛ منبع ۲۳، ص ۹۶۱؛ منبع ۵۳، ص ۵۷۷؛ منبع ۱۹، ص ۸۲۲؛ منبع ۵۴، ص ۸۲)، پالئو ژئومورفولوژی و تکامل حوضه (منبع ۶۹، ص ۸۰۰ و منبع ۶۷، ص ۴۶) و هم‌چنین، اشکال و فرایندهای ژئومورفولوژی (منبع ۶۵، ص ۷۲۷؛ منبع ۶۰، ص ۱۱۵؛ منبع ۱۲، ص ۳؛ منبع ۱۹، ص ۸۲۱) نیز در تشکیل و تکامل پلاسرها نقش دارند.

از آن‌جا که اشکال و فرایندهای ژئومورفولوژی و عوامل فوق در محیط‌های گوناگون به صورت‌های متفاوتی در تشکیل و تکامل پلاسرها نقش دارند، تشکیل و تکامل پلاسرها در ارتباط با اشکال و فرایندهای ژئومورفولوژی در چهار محیط رودخانه‌ای- آبرفتی، ساحلی، یخچالی و بادی در زیر مورد ارزیابی قرار می‌گیرد.





اشمیت و مینتر معتقدند که در رودخانه‌ها، جریان‌های «همگرا» و «واگرا» وجود دارند

پلاسرهای رودخانه‌ای- آبرفتی

تفاوت در چگالی کانی‌های سنگین نسبت به رسوبات سبک‌تر عامل مهمی است که در حین فرایندهای برداشت، انتقال و رسوب‌گذاری به تشکیل پلاسرها منجر می‌شود. از آن‌جا که فرایندهای برداشت، انتقال و رسوب‌گذاری در لندفرم‌های مختلف رودخانه‌ای- آبرفتی متفاوت است، شناخت اشکال ژئومورفولوژی رودخانه‌ای و آبرفتی در مقیاس بزرگ (۱۰ کیلومتر)، متوسط (۱۰۰ متر) و کوچک (۱ متر)، نقش مهمی در تشخیص مناطق مستعد تشکیل کانسارهای پلاسری ایفا می‌کند.

بهترین شرایط برای تشکیل پلاسرهای رودخانه‌ای- آبرفتی وجود سنگ منشأ دارای کانی سنگین (پلاسر) در تمامی منطقهٔ بالادست حوضهٔ آبخیز است. هر حوضهٔ آبخیز دارای سنگ منشأ پلاسری بیشتر و با توزیع مناسب‌تر در تمامی بالادست آن، دارای پلاسرهای غنی‌تری نسبت‌به حوضهٔ آبخیزی است که سنگ منشأ پلاسر تنها در یک بخش از بالادست آن وجود دارد (منبع ۳۷، ص ۲۱۷).

پلاسرهای آبرفتی غالب‌ترین نوع پلاسرها هستند. این پلاسرها در لندفرم‌های بزرگ مقیاس در مناطقی مانند رأس مخروط‌افکنه‌ها (منبع ۵۹، ص ۱۳۸)، محل ورود رودخانه‌ها از تنگ‌ها به دره‌ها (منبع ۱۹، ص ۶۱۹)، رودخانه‌های بزرگ شاخه‌شاخه یا گیسویی (منبع ۶، ص ۷۶۴)، بستر متروکه رودخانه‌های قدیمی (در پایین‌دست نقطه اسارت) (منبع ۶۷، ص ۵۲)، قوس‌های گاوی[۵] و مجاری متروکه و رأس دلتاها (منبع ۳۲، ص ۵) و هم‌چنین محل عریض شدن ناگهانی دره‌ها (منبع ۵۹، ص ۱۳۸) تشکیل می‌شوند.

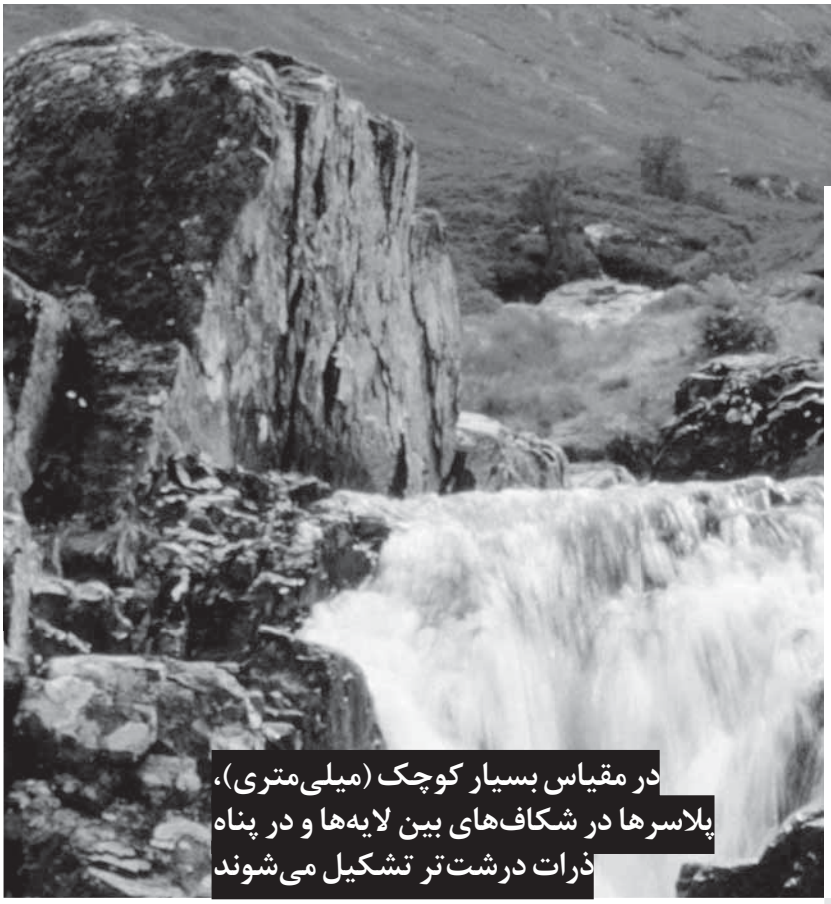
در لندفرم‌های با مقیاس متوسط، پلاسرها در محل اتصال رودخانه‌ها (منبع ۴۵، ص ۶۹۱)، قوس بیرونی مئاندرها که سرعت جریان بیشتر است (منبع ۵۹، ص ۱۳۸؛ منبع ۶۰، ص ۱۱۵؛ منبع ۶۲، ص ۵)، بالادست پشته‌های نقطه‌ای[۶] و پشته‌های نواری[۷] یا شاخه‌ای (شکل ۲؛ منبع ۵۶، ص ۲۰۵)، حفره‌های فرسایشی کف رودخانه‌ها و ناهمواری‌ها یا شانه‌های[۸] بستر رودخانه‌ها و پشته‌های فشاری[۹] (شکل ۴؛ منبع ۲۶، ص ۷۵۳) تشکیل می‌شوند.

علی‌رغم نظر اسلینگرلند (۱۹۸۴ و ۱۹۸۶) که معتقد است پلاسرها در قوس دخلی مئاندر رودخانه‌ها تشکیل می‌شوند، **اشمیت**[۱۰] و **مینتر**[۱۱] (منبع ۶۲) معتقدند که در قوس بیرونی مئاندرها، هم‌گرایی جریان وجود دارد، یا به‌عبارت دیگر سرعت جریان بیشتر است و بنابراین پلاسرها تمرکز می‌یابند (شکل ۳). اشمیت و مینتر معتقدند که در رودخانه‌ها، جریان‌های «همگرا»[۱۲] و «واگرا»[۱۳] وجود دارند. همان‌گونه که شکل ۳ نشان می‌دهد، در قوس‌های بیرونی مئاندرها و محل اتصال شاخه‌ها، جریان‌های هم‌گرا وجود دارند. بنابراین در این محل‌ها امکان تشکیل پلاسر بیشتر است. به نظر می‌رسد که اختلاف‌نظر محققین فوق در مورد محل تشکیل پلاسرها در قوس‌های رودخانه‌ای، ناشی از اختلاف سرعت آب در مجاری با مقیاس‌های متفاوت است.

هم‌چنان‌که شکل ۴ نشان می‌دهد، حفره‌ها یا بریدگی‌هایی که در بستر رودخانه بر اثر نقاط ضعف ساختمانی مانند گسل‌ها، خطواره‌ها، درز و شکاف‌ها ایجاد می‌شود، محل مناسبی برای تجمع پلاسرهایی مانند الماس در رودخانهٔ «اورنج»[۱۹] در آفریقای جنوبی هستند. پشته‌های فشاری و هم‌چنین دامنه‌های رو به جریان برآمدگی‌های سنگی، از دیگر مناطق مستعد برای تشکیل پلاسرها محسوب می‌شوند. برآمدگی‌های سنگی رودخانهٔ اورنج، رگه‌های مقاوم کوارتزی و دایک‌ها هستند که پلاسرها پشت آن‌ها تشکیل می‌شوند (منبع ۲۶، ص ۷۵۳).

تشکیل پلاسرهای آبرفتی در مقیاس کوچک (یک متر) دارای تنوع زیادی است. پلاسرها در مقیاس کوچک در رأس و قسمت پشت به جریان تلماسه‌ها، رأس پشته‌ها، بین لایه‌بندی متقاطع (منبع ۶۰، ص ۱۱۵)، دیگ غول‌ها و درزهای عمود بر جریان در رودخانه‌ها (منبع ۶۴، ص ۱۰۷)، رأس ریپل‌ها و حواشی آن‌ها، بخش رو به جریان آنتی‌دون‌ها (تلماسه‌های معکوس که قسمت رو به جریان آن‌ها، برعکس تلماسه‌ها، دارای شیب بیشتری است؛ منبع ۹، ص ۳۸۴ تا ۳۸۹) تشکیل می‌شوند. آنتی‌دون‌ها یا تلماسه‌های معکوس، از دیگر اشکال مناسب برای

شکل ۲. محل تمرکز پلاسرها در ارتباط با مئاندرهای رودخانه‌ای، محل اتصال رودها و انواع پشته‌ها (اقتباس از: منبع ۵۶، ص ۲۰۵)

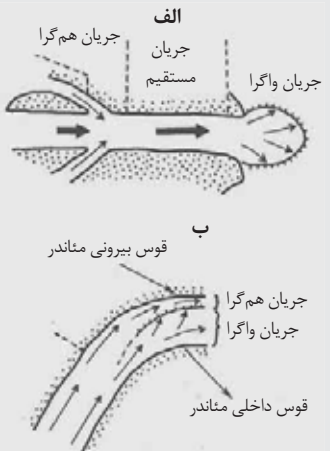


در مقیاس بسیار کوچک (میلی‌متری)، پلاسرها در شکاف‌های بین لایه‌ها و در پناه ذرات درشت‌تر تشکیل می‌شوند

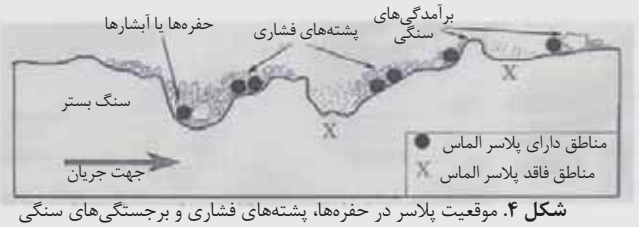
تشکیل پلاسرها هستند. آنتی‌دون یک شکل بستر رودخانه‌ای است که تحت شرایط جریان‌های شدید سیلابی شکل می‌گیرد. دامنهٔ بالادست (رو به جریان) آن شیب تندی دارد، درحالی‌که دامنهٔ پشت به جریان آن شیب ملایمی دارد. با افزایش سرعت آب، آنتی‌دون‌ها تخریب می‌شوند. هنگام تخریب آن‌ها توسط جریان‌های شدید و آشفته، ذرات سنگین (پلاسرها) که به علت چگالی بیشتر کمتر حرکت می‌کنند، در بخش بالادست یا رو به جریان آن تمرکز می‌یابند (منبع ۹، ص ۳۸۹).

پلاسرها هم‌چنین در ریپل‌ها نیز تشکیل می‌شوند. ریپل‌ها اشکال کوچک مقیاس و نامتقارنی هستند که در بستر رودخانه‌ها و در جریان‌های کم‌شدت شکل می‌گیرند. این اشکال در چاله‌های بین تلماسه‌ها تشکیل می‌شوند. پلاسرها در بالادست ریپل‌ها یا چاله‌های بین ریپل‌ها تشکیل می‌شوند. در این محل‌ها ذرات سبک‌تر برداشته می‌شوند، درحالی که ذرات سنگین (پلاسرها) تمرکز می‌یابند (منبع ۹، ص ۳۸۵).

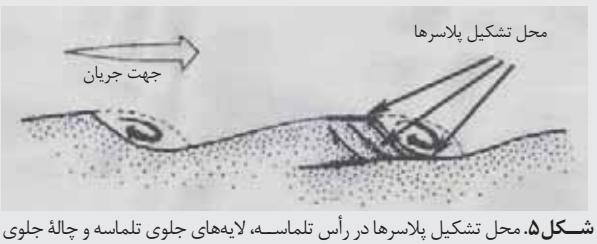
در مقیاس بسیار کوچک (میلی‌متری)، پلاسرها در شکاف‌های بین لایه‌ها و در پناه ذرات درشت‌تر تشکیل می‌شوند (منبع ۶۳، ص ۲ و منبع ۱۱، ص ۸۷۱).



شکل ۳. وضعیت جریان‌های همگرا و واگرا در یک رودخانهٔ مستقیم با شاخه‌های فرعی (الف) و رودخانهٔ مئاندری (ب)، (اقتباس از: منبع ۶۲، ص ۵)



شکل ۴. موقعیت پلاسر در حفره‌ها، پشته‌های فشاری و برجستگی‌های سنگی در رودخانهٔ اورنج در آفریقای جنوبی (اقتباس از: منبع ۲۶، ص ۷۵۳).



شکل ۵. محل تشکیل پلاسرها در رأس تلماسه، لایه‌های جلوی تلماسه و چالهٔ جلوی تلماسه (اقتباس از: منبع ۵۹، ص ۱۴۷).

پلاسرهای بادی

بیشترین فعالیت باد و فرایندهای مربوط به آن در مناطق خشک و بیابانی صورت می‌گیرد. بنابراین اقلیم‌های خشک و بیابانی مطلوب‌ترین اقلیم‌ها برای تشکیل پلاسرهای بادی هستند (منبع ۴۷، ص ۲۱). بیشتر محققان معتقدند که در نواحی خشک تخریب و هوازدگی مکانیکی بیشتر از هوازدگی شیمیایی صورت می‌گیرد. هوازدگی مکانیکی در این مناطق، سنگ‌ها را تخریب می‌کند و رسوبات ریزدانه‌ای را در اختیار باد و آب قرار می‌دهد. در صورت وجود سنگ منشأ پلاسری، مواد هوازده و ریزدانه توسط باد حمل و جابه‌جا می‌شوند و کانسارهای پلاسری در مناطق خاصی، به علت چگالی بیشتر، تمرکز می‌یابند.

از طرف دیگر، در مناطق خشک و بیابانی و حتی نیمه‌خشک، پوشش گیاهی ضعیف و بارش‌های رگباری باعث ایجاد رواناب‌های شدید و اتفاقی می‌شوند. بنابراین مقدار زیادی موارد ریزدانهٔ ناشی از هوازدگی در اختیار باد قرار می‌گیرند. از طرف دیگر، فعالیت‌های موقتی بارندگی و ایجاد رواناب باعث حمل مقدار زیادی رسوبات از مناطق مرتفع به دشت‌ها و مناطق هموار می‌شود. تناوب دوره‌های بارندگی و خشکی، رسوبات ریزدانهٔ زیادی را در دشت‌ها در اختیار فعالیت‌های بادی قرار می‌دهد.

به دلیل این‌که جورشدگی کانی‌های سنگین در هوا ضعیف‌تر از محیط‌های آبی صورت می‌گیرد، پلاسرهای بادی نسبت به دیگر انواع پلاسرها کمیاب‌تر هستند و نزدیک سنگ منشأ پلاسر تشکیل می‌شوند (منبع ۶۵، ص ۷۳۳). پلاسرهای بادی هم‌چنین در نواحی ساحلی، تحت‌تأثیر فعالیت‌های باد ساحلی، در تلماسه‌های ساحلی تشکیل می‌شوند. برای مثال، در «خلیج ریچارد» در آفریقای جنوبی، پلاسرهای تایتانیوم در تلماسه‌های بادی ساحلی در یک منطقه با طول

۱۰۰ کیلومتر و عرض بیش از ۲ کیلومتر تشـکیل شـده‌اند. هم‌چنین در سـاحل نامیبیا، پلاسر الماس در چاله‌های فرسایشی بادی یا مناطق «بادبردگی»[۱۵] ایجاد شده‌اند (منبع ۱۹، ص ۸۳۰).

با این‌که هوازدگی سـنگ‌ها و فعالیت‌های بادی در مناطق خشک می‌تواند باعث تشـکیل پلاسرها شـود، در مواردی وجود فرایند تبخیر باعث سیمانی‌شـدن و به‌هم چسـبیدن ذرات در لایهٔ سطحی می‌شود و مانع حرکت و جورشـدگی و بنابراین تشکیل پلاسرها می‌شود (منبع ۴۸، ص ۱۲۴).

به طور کلی در مناطق خشـک دو نوع اشکال فرسایشی بادبردگی و «تراکمـی»[۱۶] وجود دارد. به همین دلیل پلاسـرهای بادی نیز به دو گروه فرسایشـی (بادسـایی) و تراکمی طبقه‌بندی می‌شوند (منبع ۵۶، ص ۵۱۱).

یکی از نمونه‌های پلاسرهای بادسابی، در مناطق متأثر از فرسایش بادی و روی سـنگ بستر هوازده، اتفاق می‌افتد. برای مثال، پلاسرهای «هـوری موریتو مسـیف»[۱۷] در صحرای گبی و پلاسـرهای الماس‌دار صحرای سـنگی «صحرای مرکزی»[۱۸] در شمال آفریقا، در اثر بادبردگی لایهٔ سـطحی ایجاد شده‌اند. در نواحی خشک، یک سازوکار جورشدگی عمـودی روی سـطوح فرسایشـی (پدیمنت‌هـا) یا سـطوح تراکمی (مخروط‌افکنه‌هـا) وجود دارد و به تشـکیل «سـنگ‌فرش صحرا»[۱۹] و روکش‌های سـنگی منتهی می‌شـود. در این امر سازوکار رسوبات ریز و سبک از منطقه خارج می‌شوند و به‌تدریج رسوبات درشت‌تر و سنگین‌تر در سـطح زمین انباشته می‌شـوند و باعث تشـکیل یک لایهٔ سطحی خشـن و درشت‌دانه به نام سـنگ‌فرش صحرا می‌شوند (منبع ۴۸، ص ۱۲۷). کانی‌های سـنگین یا پلاسرها که چگالی بیشتری دارند و کمتر انتقال می‌یابند، در سـنگ‌فرش صحرا تمرکـز می‌یابند. در مواردی که کانی‌های پلاسـری از نظر اندازه بزرگ باشـند، سنگ‌فرش صحرا خود می‌تواند یک لایهٔ پلاسـری باشد (شکل ۶). فرسایش بادی و بادبردگی هم‌چنین می‌تواند کانی‌های پلاسری را پشت موانع سنگی تمرکز دهد، به طوری‌که رسـوبات سـبک‌تر و ریزتر از مانع سـنگی عبور می‌کنند، درحالی‌که پلاسرها پشت موانع سنگی (جهت رو به باد) تمرکز می‌یابند (شکل ۷؛ منبع ۶۱، ص ۴۰۶).

در اشـکال تراکمی بادی نیز پلاسـرها بیشـتر در جهت رو به باد تلماسـه‌ها تشکیل می‌شوند (شکل ۸؛ منبع ۶۱، ص ۴۰۶). برای مثال، پلاسـرهای طلا در دامنهٔ رو به باد تلماسه‌های ناحیهٔ «مورون تاو»[۲۰] در ازبکستان تشکیل شده‌اند (منبع ۴۸، ص ۱۲۵).

به طور کلی در مناطق خشک دو نوع اشکال فرسایشی بادبردگی و «تراکمی» وجود دارد

شکل ۶. تکامل سنگ‌فرش صحرا و نقش آن در تشکیل پلاسرها

شکل ۷. تشکیل پلاسرها پشت موانع سنگی (اقتباس از: منبع ۵۶، ص ۲۱۴)

شکل ۸. تشکیل پلاسرها در جهت رو به باد تلماسه‌های بادی (اقتباس از: منبع ۶۱، ص ۴۰۶)

پلاسرهای یخچالی

اولین دورهٔ یخچالی در پلیوسـن میانی- پلئیستوسن بالایی شروع شـد و دوره‌های بعدی یخچالی در کواترنر ادامه داشتند (منبع ۵۰، ص ۱۱۸). یخچال‌هـا در دوره‌های یخچالی، بسـیاری از نواحی عرض‌های شـمالی مانند کانادا، آلاسکا، سـیبری و اسکاندیناوی را تحت‌تأثیر قرار دادنـد. در این مناطق، اشـکال و لندفرم‌ها به‌طور قابل توجهی توسـط یخچال‌ها و «ایزوسـتازی یخچالی»[۲۱] تغییر کردند. نواحی وسـیعی از

در جزیرهٔ بولشویک در روسیه، پلاسر طلا در محل تماس یخ و سنگ بستر، مجاری زیر یخچالی، کانیون‌ها و کانال‌های مدفون‌شده یافت می‌شود

سکوهای قاره‌ای، به علت نوسانات «گلاسیو استاتیک»[۲۲] سطح اقیانوس (تغییرات سطح دریا در اثر یخچال‌ها)، از آب خارج شدند و خطوط ساحلی در مواردی (سواحل قطبی) چند کیلومتر تغییر کردند (منبع ۵۰، ص ۱۱۹). یخچال‌ها هم‌چنین توانستند سنگ‌های زیرین خود را تخریب و مواد فرسایشی را تا صدها کیلومتر جابه‌جا کنند. در حواشی یخچال‌ها، فعالیت‌های ناشی از ذوب یخ هنگام پسروی یخچال‌ها، اشکال و لندفرم‌های خاصی مانند مورن‌ها، یخرفت‌های انتهایی و جانبی و دشت‌های یخ‌آبرفتی[۲۳] را ایجاد کردند (منبع ۱۹، ص ۸۱۷).

برخی از محققین اعتقاد دارند که سیستم‌های یخچالی و یخچالی‌ـ رودخانه‌ای، مستعد تشکیل پلاسرهای دارای ارزش اقتصادی نیستند، چرا که یخچال به‌عنوان یک عامل پراکنده‌ساز مطرح است و رسوبات را به جای این‌که جور کند، با هم ترکیب و نامنظم می‌کند. بنابراین فرصت جورشدگی و تمرکز را به کانی‌های سنگین نمی‌دهد (منبع ۲۲، ص ۳۶۹). علی‌رغم نظریهٔ فوق، پلاسرهای یخچالی و یخچالی‌ـ رودخانه‌ای با ارزشی در آندهای پرو و نیوزیلند (منبع ۲۲، ص ۳۶۹)، اورال شمالی، جزیرهٔ «بولشویک»[۲۴] در روسیه، توده یا ماسیف «لووزرو»[۲۵] در بخش مرکزی شبه‌جزیرهٔ کولا (منبع ۵۰، ۱۲۱)، ناحیهٔ «یوکون»[۲۶] در کانادا (منبع ۳۲، ص ۱ و منبع ۳۶، ص ۴۳۱) و بخش معدنی «کاریبو»[۲۷] در بریتیش کلمبیا در کانادا (منبع ۱۶، ص ۴۵) تشکیل شده‌اند.

پلاسرهای یخچالی، هم در زیر یخچال‌ها در اثر ذوب یخ و هم در جلوی یخچال‌های در حال ذوب در دوره‌های بین‌یخچالی تشکیل می‌شوند (منبع ۱۶، ص ۶۳).

یکی از نمونه‌های پلاسرهای دارای منشأ یخچالی و یخچالی‌ـ رودخانه‌ای، تشکیل پلاسرهای تودهٔ لووزرو در بخش مرکزی شبه‌جزیرهٔ کولا هم‌زمان با دورهٔ یخچالی پلئیستوسن پایانی است. تودهٔ مذکور از سنگ‌های آلکالن تشکیل شده و دارای فلزات کمیاب «یودیالیت»[۲۸] و «لوپاریت»[۲۹] است. پلاسرهای تودهٔ لووزرو، در بخش پای‌کوهی «ماسیف» و در چاله‌های مرکزی آن تشکیل شده‌اند (شکل ۹).

هم‌چنان‌که شکل ۹ نشان می‌دهد، ابتدا ماسیف لووزرو زیر تودهٔ یخی قرار داشته است. در این مرحله هیچ پلاسری وجود ندارد (شکل ۹- الف). هنگامی که یخ ذوب می‌شود، تودهٔ لووزرو تحت‌تأثیر بالاآمدگی ایزوستاتیک قرار می‌گیرد و فرسایش توده باعث تشکیل پلاسر روی پای‌کوه آن می‌شود (شکل ۹- ب). در مرحلهٔ بعد، دوباره یخچال سطح توده را می‌پوشاند (شکل ۹- ج) و در مرحلهٔ پایانی، یخ‌ها ذوب می‌شوند و فرسایش مجدد باعث تشکیل پلاسرها در پایکوه و چاله‌های داخلی می‌شود (۹- د). این پلاسرها در مورن‌ها و رسوبات یخچالی‌ـ رودخانه‌ای تمرکز یافته‌اند (منبع ۵۰، ص ۱۲۲).

در جزیرهٔ بولشویک در روسیه، پلاسر طلا در محل تماس یخ و سنگ بستر، مجاری زیر یخچالی، کانیون‌ها و کانال‌های مدفون‌شده یافت می‌شود (منبع ۵۰، ص ۱۲۰). در ناحیهٔ یوکون در کانادا، پلاسرهای یخچالی کف دره‌های مدفون‌شده، آبگذرها[۳۰]، سکوها وتیل‌های یخچالی تشکیل شده‌اند (منبع ۳۲، ص ۱).

در ناحیهٔ «مایو»[۳۱] در یوکون کانادا، پلاسرها در محیط‌های جنب‌یخچالی و بستر دره‌ها و رأس مخروط‌افکنه‌ها و آبگذرها تشکیل شده‌اند (منبع ۳۳، ص ۱).

در بخش معدنی «کاریبو» در بریتیش کلمبیای کانادا، بیشتر پلاسرهای طلا در دورهٔ بین‌یخچالی و در اشکال رودخانه‌ای مانند مخروط‌افکنه‌ها، بستر دره‌ها و رودخانه‌های مئاندری و شاخه‌شاخه، جلوی یخچال‌های در حال پسروی تشکیل شده‌اند. اما غیر از پلاسرهای فوق، پلاسرهای یخچالی در منطقهٔ کاریبو زیر یخچال‌ها و در اثر عملکرد فرسایش آب ناشی از ذوب یخ، تحت فشار هیدرواستاتیکی بالا، که مسلح به رسوبات ساینده است، تشکیل شده‌اند. در زیر یخچال‌ها، بریدگی‌ها و شیارهای پیچ و خم‌داری تشکیل شده‌اند که پلاسرها در آن‌ها تمرکز یافته‌اند (منبع ۳۳، ص ۶۳).

یکی از عوامل مهم در شکل‌گیری پلاسرهای ساحلی، تغییرات سطح دریا هستند

به طـور کلی، پلاسـرها در نواحی یخچالـی، جنب‌یخچالی و زیر یخچال‌ها در اثر تغییرات سـطح اساس آب دریا و عوامل تکتونیکی، به همراه فعالیت‌های فرسایشی و ذوب یخچال‌ها تشکیل می‌شوند.

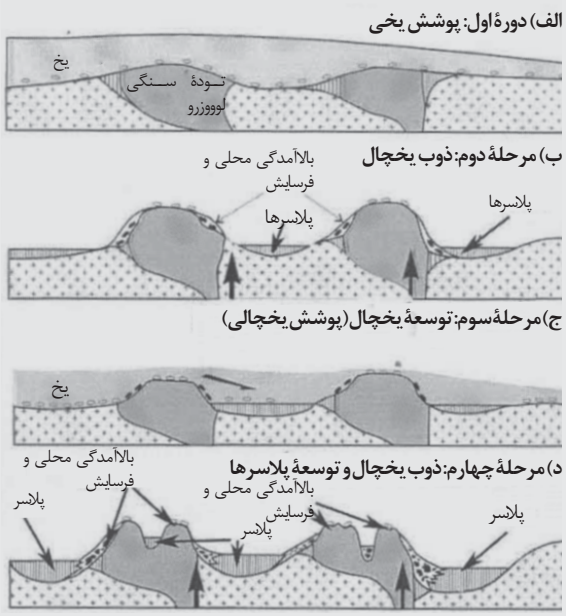
پلاسرهای ساحلی

پلاسرهای ساحلی در منطقهٔ «پیش‌کرانه»[۳۲] (منطقهٔ فعال بین جزر و مد)، سواحل بالا آمده، بخش‌های «دور از ساحل»[۳۳]، اشکال غرق‌شده در زیـر دریا که تا منطقهٔ فلات قاره پیش رفته‌اند، تشـکیل می‌شـوند (منبـع ۱۰، ص ۱۴؛ منبع ۶۵، ص ۵۶۹؛ منبع ۱۳، ص ۴۳؛ منبع ۴۹، ص ۷۱۰).

پلاسرهای سـاحلی از تمرکز کانی‌های سـنگین تحت‌تأثیر امواج و فرایندهای سـاحلی، پیشروی و پسـروی دریا و اشکال و لندفرم‌های سـاحلی شکل می‌گیرند. در سـواحل دارای جزر و مد ضعیف، عملکرد غالب امواج، به تشـکیل «جزایر سدی»[۳۴] طویل و خمیده و دشت‌های کرانه‌ای[۳۵] می‌شـود که دارای ظرفیت بالایی برای تشـکیل پلاسـرها هسـتند. بادهای ساحلی، پلاسـرها را به پشت ساحل حمل می‌کنند و تلماسه‌های ساحلی روی پلاسرها را می‌پوشانند. در سواحل دارای جزر و مد متوسط، پلاسرهای دارای ارزش اقتصادی تشکیل نمی‌شوند، اما در سواحل دارای جزر و مد قوی (سواحل طوفانی)، اشکال ژئومورفولوژیک مانند دماغه‌ها و خلیج‌ها و هم‌چنین جزایر ساحلی می‌توانند باعث تجمع پلاسر شوند (منبع ۱۹، ص ۸۱۹).

یکی از عوامل مهم در شکل‌گیری پلاسرهای ساحلی، تغییرات سطح دریا هستند. در بسیاری از نقاط دنیا حرکات تکتونیکی مثبت، رسوبات ساحلی را تا ۱۰۰ متر بالاتر از سطح کنونی دریا بالا می‌برند. کانسارهای پلاسـری در چنین مناطقی به‌راحتی کشف و بهره‌برداری می‌شوند. در مواردی، حرکات تکتونیکی منفی، به زیر آب رفتن و دفن سیسـتم‌های رودخانه‌ای قدیمی و پلاسـرهای مربوط به آن‌ها منجر می‌شوند. غیر از عوامل تکتونیکی، پیشـروی و پسروی یخچال‌ها در کواترنری نیز باعث تغییرات اساسی سطح دریاها شده‌اند. در دوره‌های کامل یخچالی، سطح دریاها بین ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر پایین‌تر از سـطح کنونی دریاها افت کرده است. بنابراین سـطح بزرگی از دریاها و رودخانه‌ها تا نواحی فلات قاره پیشـروی کردند. به‌طور کلی کاهش سطح دریاها در دوره‌های یخچالی باعث تجمع پلاسـر در مناطق فلات قاره و دور از ساحل مانند سواحل «نوم»[۳۶] در آلاسکا و سواحل آفریقای جنوبی شده است.

بیشتر پلاسرهای قلع منطقهٔ «چوکورداخ-لیاخوفشکایا»[۳۷] در دریای شـرق سیبری، مربوط به لندفرم‌های مدفون‌شده (مجاری رودخانه‌ای و پنه‌پلین‌ها) قدیمی می‌شوند که اکنون ۱۰ تا ۲۰ متر زیر سطح دریا قرار دارند (منبع ۴۹، ص ۷۱۰). «رولند»[۳۸] در سـال ۱۹۹۷ (منبع ۵۴، ص ۷۴) نقش بالا آمدن آرام سطح دریا را در ایجاد پلاسرها در قسمت رو به جریان و پشت به جریان جزایر سدی در منطقهٔ ساحلی «می‌سی‌سی‌پی» در خلیج مکزیک بررسی کرد. در مراحل اولیه که سطح دریا پایین‌تر بود و جزایر سـدی بالاتر از سـطح دریا بودند، پلاسرهای گروه تایتانیوم در جهت رو به جریان جزایر سـدی تشکیل شدند (شکل ۱۰، مرحلهٔ اول). با بالا آمدن سطح دریا، جزایر سدی فرسایش یافتند و به زیر آب رفتند. درنتیجه، فرایندهای ساحلی پلاسرها را به بخش پشت به جریان جزایر

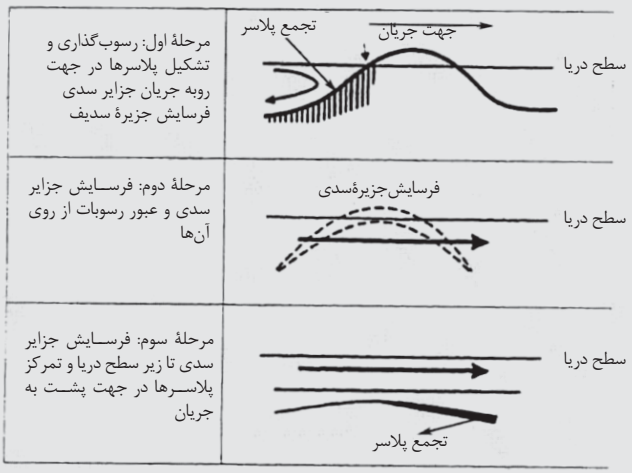


شکل ۹. نقش پیشروی و پسروی یخچالی، بالاآمدگی و فرسایش یخچالی تودهٔ لوووزرو در توسعهٔ پلاسرهای یخچالی (اقتباس از: منبع ۵۰، ص ۱۲۲)

سدی منتقل و در آن‌جا تثبیت کردند (شکل ۱۰، مرحلهٔ سوم).

بالا آمدن سطح دریا احتمالاً عامل مساعدی در تولید پلاسرها در طول خطوط ساحلی بوده است. با افزایش سطح دریا، محل ورود رودها به دریا به محل تراکم پلاسر تبدیل شده است (منبع ۶۶، ص ۵۸۲).

تغییر الگوی امواج در زمستان و تابستان نیز نقش مهمی در تشکیل پلاسرهای ساحلی دارد. امواج مرده[۳۹] با قدرت کم و دوام بیشتر در فصل تابستان تشکیل می‌شوند و باعث تجمع ذرات در ساحل می‌شوند. امواج طوفانی کوتاه‌مدت در زمستان که دارای فرکانس و تغییرات بیشتری هستند، باعث تخریب رسوبات ساحلی (تشکیل شده در فصل تابستان) می‌شوند و رسوبات ریز را به بخش دور از ساحل (اعماق بیشتر) منتقل می‌کنند؛ درحالی‌که کانی‌های سنگین به صورت یک لایهٔ پلاسری باقی می‌مانند. تکرار امواج طوفانی زمستانی و امواج ضعیف تابستانی باعث تشکیل لایه‌های پلاسری متوالی (در ارتفاع ۰ تا ۵ متر بالاتر از سطح فعلی دریا) در ساحل منطقهٔ «کودگن»[۴۰] در «نیو ساوث والز»[۴۱] استرالیا شده است (شکل ۱۱). در طول طوفان‌های شدید ساحلی، ساحل ممکن است کاملاً تا سنگ بستر برهنه شود و کانی‌های سنگین که چگالی بیشتری دارند، به‌صورت یک لایهٔ پلاسری روی سنگ بستر باقی بمانند



شکل ۱۰. تشکیل پلاسر در ارتباط با توسعهٔ جزایر سدی ساحلی در ساحل می‌سی‌سی‌پی در خلیج مکزیک (اقتباس از: منبع ۵۴، ص ۷۴)

گالی‌های حفر شده در سکوی ساحلی سنگی منطقهٔ «اسپرگ‌بیت» در جنوب غربی نامیبیا، محل‌های مناسبی برای تمرکز پلاسر الماس هستند

(منبع ۶۶، ص ۵۸۰).

غیر از عوامل مذکور، عملکرد امواج، جهت بادهای ساحلی و ژئومورفولوژی سواحل نیز نقش مهمی در تشکیل پلاسرها ایفا می‌کنند. اشکال ژئومورفولوژیک ساحلی مانند دماغه‌ها، خلیج‌ها و دلتاها که باعث تغییر در انرژی امواج ساحلی می‌شوند، نقش مهمی در تمرکز پلاسرهای ساحلی دارند. دماغه‌های ساحلی باعث تشکیل پلاسر در بخش رو به جریان دماغه‌ها در سواحل تایتانیوم‌دار شرق استرالیا و سواحل طلادار نوم آلاسکا و سواحل الماس‌دار نامیبیا شده‌اند. دلتای «رود نیل» دارای مقادیر زیادی پلاسر در محل ورود آن به دریاست. مشخص شده است که در سواحل کالیفرنیا، پلاسرها در کانیون‌های زیر دریایی در محل ورود آب به دریا، بیشتر از قسمت‌های پایین‌دست کانیون‌ها تشکیل شده‌اند؛ چرا که کانی‌های سنگین به علت چگالی بیشتر در محل ورود آب به دریا باقی می‌مانند، درحالی‌که رسوبات سبک‌تر به بخش‌های پایین‌تر کانیون منتقل می‌شوند (منبع ۶۶، ص ۵۶۹، ۵۷۲ و ۵۷۵).

در منطقهٔ «ریوگراند دوسول»[۴۲] در جنوب برزیل، بالا آمدن سطح دریا باعث تشکیل سدهای ساحلی پیشرونده به طرف خشکی شد و سپس با پایین رفتن سطح دریا، بادهای ساحلی ماسه‌های ساحلی پلاسرهای ایلمنایت، زیرکن، اپیدوت و دیگر پلاسرها را به چاله‌های لاگونی پشت ساحل منتقل کردند و تلماسه‌هایی را تشکیل دادند که غنی از پلاسر هستند (منبع ۱۳، ص ۵۵).

در سواحل «اورگون مرکزی»[۴۳]، کانسارهای پلاسری در جنوب دماغهٔ «اوتر راک»[۴۴] که مانع انتقال رسوبات ساحلی از جنوب به طرف شمال می‌شوند، تشکیل شده‌اند (منبع ۵۱، ص ۷۵). در سواحل مذکور، پلاسرها در نقاط انحنادار ساحل و در جنوب دماغه‌ها جایی که سرعت جریانات ساحلی کم می‌شود، شکل می‌گیرند (شکل ۱۲).

اشکال ژئومورفولوژی ساحلی حوضهٔ «یوکلا»[۴۵] در جنوب استرالیا نیز نقش مهمی در تشکیل پلاسرهایی مانند روتایل، زیرکن و ایلمنایت دارند. به‌طوری‌که پلاسرها در گذرگاه‌های دره‌های قدیمی و بخش پشت به جریان سدهای ساحلی پیشرونده به طرف خشکی، و تلماسه‌های بادی تشکیل شده‌اند (منبع ۲۳، ص ۹۶۱). هم‌چنین، در منطقهٔ «می‌نی‌نوپ»[۴۶] در جنوب غرب استرالیا، پلاسرهای تایتانیوم- زیرکونیوم پشت تپه‌های آهکی دریایی[۴۷] و هم‌چنین در تلماسه‌های شلجمی‌شکل[۴۸] و چاله‌های بادسابی، بین تلماسه‌ها تمرکز یافته‌اند (منبع ۲۱، ص ۲۵۲).

گالی‌های حفر شده در سکوی ساحلی سنگی منطقهٔ «اسپرگ‌بیت»[۴۹] در جنوب غربی نامیبیا، محل‌های مناسبی برای تمرکز پلاسر الماس هستند. در این منطقه، گالی‌ها شامل سه نوع گالی‌های در امتداد لایه‌ها، گالی‌های در امتداد درز و شکاف‌ها و گالی‌های در امتداد جهت امواج می‌شوند و گالی‌های عمیق‌تر محل تمرکز پلاسرهای بیشتری هستند (شکل ۱۳).

به طور کلی، پلاسرهای ساحلی تحت‌تأثیر اشکال و لندفرم‌های ژئومورفولوژی، تغییرات سطح دریا بر اثر تکتونیک، فعالیت یخچال‌ها و جهت بادها، در مناطق پشت ساحل تا خط ساحلی و مناطق زیر ساحل (فلات قاره) تشکیل می‌شوند.

تجزیه و تحلیل و بحث

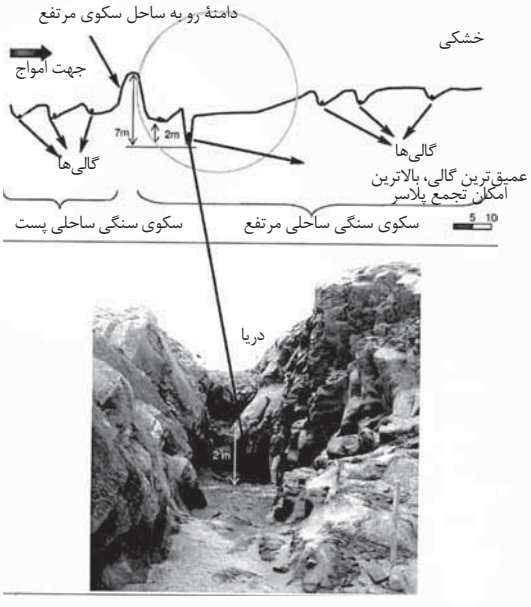
پلاسرها، کانسارهای آواری ارزشمندی هستند که به‌علت داشتن چگالی بالاتر از دیگر رسوبات، در محیط‌های رودخانه‌ای، آبرفتی، ساحلی، یخچالی و بادی تشکیل می‌شوند. از آن‌جا که فرسایش، حمل و برداشت رسوبات نقش مهمی در تمرکز پلاسرها ایفا می‌کنند، فرایندهای ژئومورفولوژیک و به تبع آن اشکال و لندفرم‌ها نقش مهمی در تشکیل پلاسرها ایفا می‌کنند. بنابراین، ژئومورفولوژی با شناخت و تفسیر لندفرم‌ها و فرایندهای گوناگون، عوامل تکتونیکی، دوره‌های فرسایش، و پالئو ژئومورفولوژی محیط‌های متفاوت می‌تواند نقش اساسی در شناسایی و اکتشاف کانسارهای پلاسری ایفا کند. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که پلاسرها در محیط‌های گوناگون رودخانه‌ای، ساحلی، یخچالی و بادی دارای ارتباط تنگاتنگی با اشکال و فرایندهای ژئومورفولوژیک هستند. پلاسرهای رودخانه‌ای- آبرفتی که غالب‌ترین نوع پلاسرها محسوب می‌شوند، در لندفرم‌های بزرگ‌مقیاس، مانند مئاندرهای رودخانه‌ای، رأس مخروط‌افکنه‌ها و دلتاها، رودخانه‌های شاخه‌شاخه (گیسویی)، محل اتصال رودخانه‌ها، محل عریض شدن دره‌ها، بسترهای متروکه (در پایین‌دست نقطهٔ اسارت) و قوس‌های گاوی، و در لندفرم‌های متوسط مقیاس، مانند محل اتصال شاخه‌های رود، قوس داخلی (و در مواردی قوس بیرونی) مئاندرها، بالادست پشته‌های نقطه‌ای و پشته‌های نواری، بریدگی‌ها یا حفره‌های بستر رودخانه‌ها، و بالادست برجستگی‌های سنگی مجرای رودخانه‌ها، و در لندفرم‌های کوچک‌مقیاس، مانند رأس و پایین‌دست تلماسه‌ها، رأس پشته‌ها، بین لایه‌بندی متقاطع، دیگ غول‌ها و درزهای عمود بر جریان در رودخانه‌ها، رأس ریپل‌ها و حواشی آن‌ها، بخش رو به جریان آنتی‌دون‌ها، و در لندفرم‌های دارای مقیاس بسیار کوچک، در شکاف‌های بین ذرات بزرگ‌تر تشکیل می‌شوند. پلاسرهای بادی در لندفرم‌های فرسایشی (بادبردگی) مانند سنگ‌فرش‌های بیابانی و بخش رو به باد موانع سنگی، و لندفرم‌های تراکمی مانند بخش رو به باد تلماسه‌های بادی تشکیل می‌شوند.

در مناطق یخچالی، پلاسرها در چاله‌های فرسایشی داخل توده‌ها (ماسیف‌ها)، مجاری زیر یخچال‌ها و آبگذرها، کانیون‌های زیر دریایی، و هم‌چنین در لندفرم‌های جنب‌یخچالی، مانند مخروط‌افکنه‌ها، بستر دره‌ها و رودخانه‌های مئاندری و شاخه‌شاخه در جلوی یخچال‌ها شکل می‌گیرند.

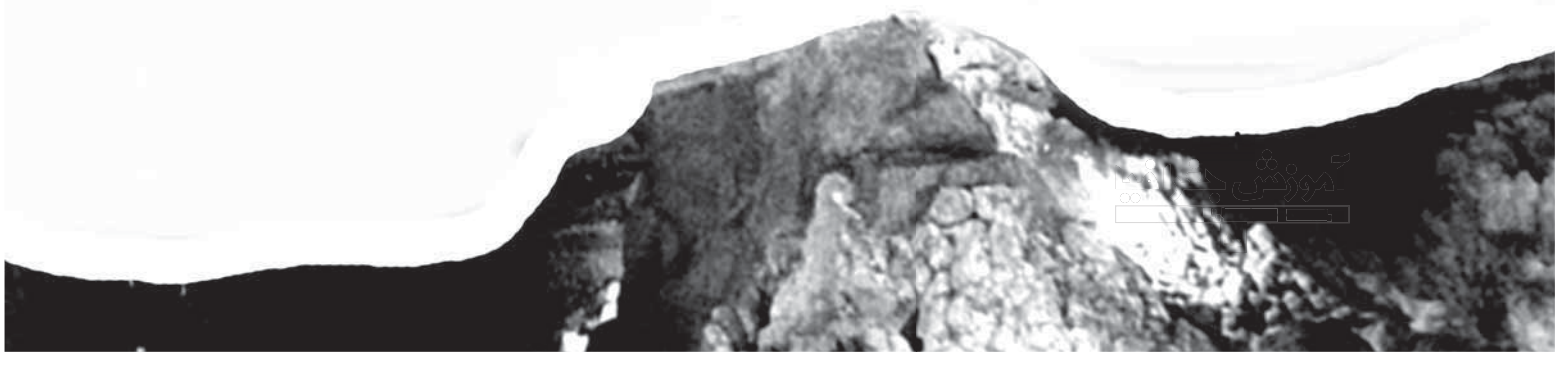
پلاسرهای ساحلی در منطقهٔ پیش‌کرانه (منطقهٔ فعال بین جزر و مد)، سواحل بالا آمده، بخش‌های دور از ساحل، اشکال غرق‌شده در زیر دریا که تا منطقهٔ فلات قاره پیش رفته‌اند، تشکیل می‌شوند. این نوع پلاسرها تحت‌تأثیر نوسانات سطح دریا، عوامل تکتونیک، نوسانات اقلیمی، فعالیت امواج و انحناهای خط ساحلی، در لندفرم‌هایی مانند دماغه‌ها، خلیج‌ها، دلتاها، مجاری رودخانه‌ای مدفون‌شده در زیر دریا، بخش رو به جریان و پشت به جریان جزایر سدی ساحلی، بر خان‌های ساحلی، و گالی‌های سنگی ساحلی شکل می‌گیرند.

پلاسرها، کانسارهای آواری ارزشمندی هستند که به‌علت داشتن چگالی بالاتر از دیگر رسوبات، در محیط‌های رودخانه‌ای، آبرفتی، ساحلی، یخچالی و بادی تشکیل می‌شوند

شکل ۱۲. تجمع پلاسر در جنوب دماغهٔ اوتر راک در سواحل اورگون مرکزی (اقتباس از: منبع ۵۱، ص ۷۵)



شکل ۱۳. تمرکز پلاسرهای الماس در گالی‌های ساحلی منطقهٔ اسپرگ‌بیت در جنوب غربی نامیبیا (اقتباس از: منبع ۲۷، ص ۴۹۷)



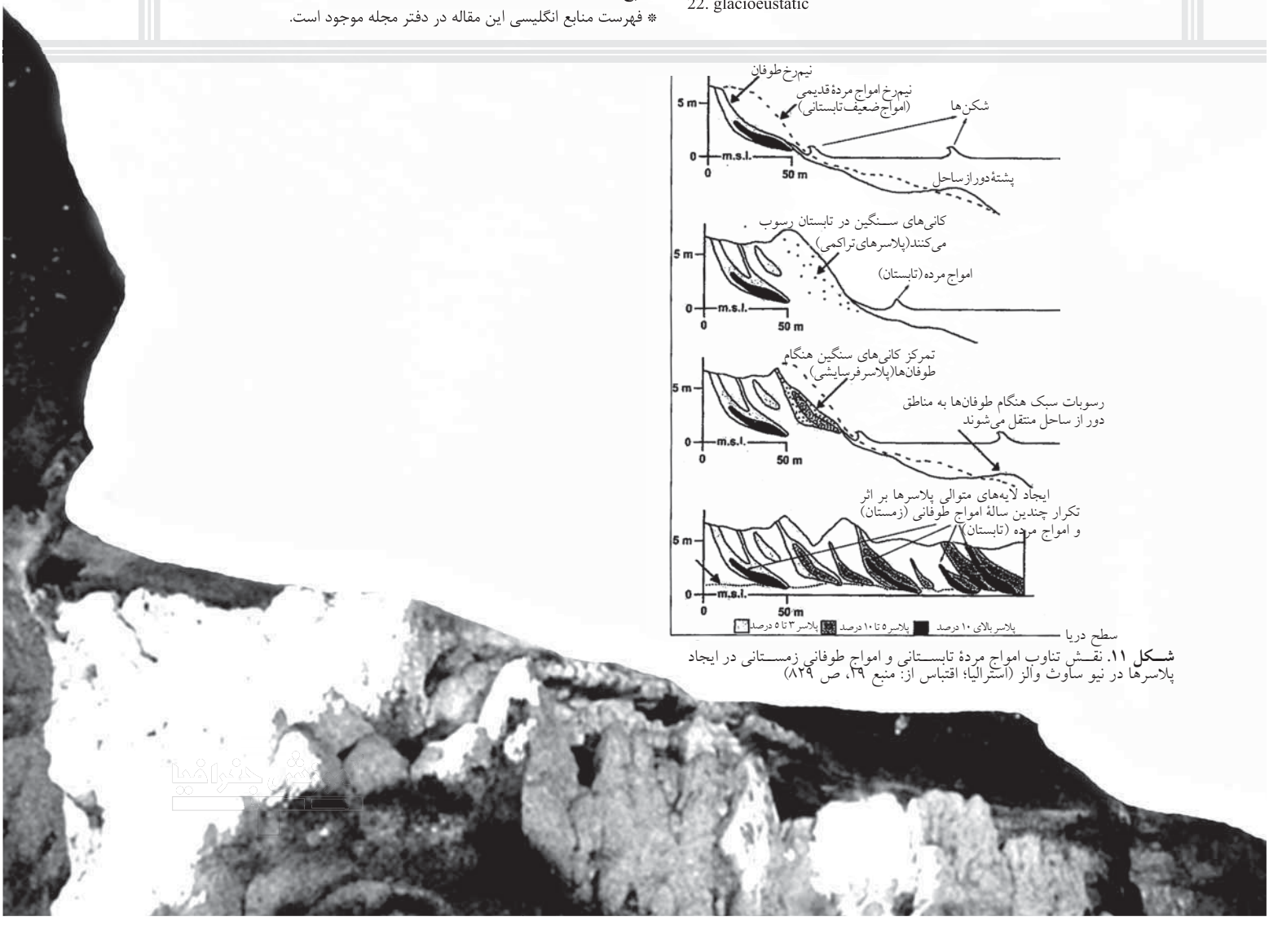
به طور کلـی، فرایندهای ژئومورفولوژیـک در محیط‌های مختلف ژئومورفیـک متفاوت عمل می‌کنند و بنابراین تأثیر فرایندها و اشـکال ژئومورفولوژیک در تشـکیل پلاسـرها در محیط‌های مختلف، متفاوت است.

پی‌نوشت

1. pothole
2. Slingerland
3. Lag
4. accumulation
5. Oxbow
6. point bar
7. braid bar
8. riffle
9. push bar
10. Smith
11. Minter
12. convergent
13. divergent
14. Orange
15. wind deflation
16. accumulative
17. Hori-Moritu Massif
18. Central Saharan
19. desert pavement
20. Murun-Tau
21. glacial isostasy
22. glacioeustatic
23. outwash plain
24. Bolshevik
25. Lovozero
26. Yukon
27. Cariboo
28. Eudialite
29. Loparite
30. gulch
31. Mayo
32. foreshore
33. offshore
34. barrier island
35. strand plain
36. Nome
37. Chokurdakh-Lyakhovshkaya
38. Rowland
39. swells
40. Cudgen
41. New South Wales
42. Rio Grande Do Sul
43. Central Oregon
44. Otter Rock
45. Eucla
46. Minninup
47. limestone reefs
48. parabolic dune
49. Sperrgebiet

منابع

* فهرست منابع انگلیسی این مقاله در دفتر مجله موجود است.



شـکل ۱۱. نقـش تناوب امواج مردهٔ تابسـتانی و امواج طوفانی زمسـتانی در ایجاد پلاسرها در نیو ساوث والز (استرالیا؛ اقتباس از: منبع ۱۹، ص ۸۲۹)