مجله علوم دانشگاه تهران
جلد بیست و هشتم (۱۳۸۱) شماره ۱ (۶۸-۵۳)

نقش تکتونیک در رسوبگذاری و مورفولوژی رودخانه کشف‌رود واقع در شمال شرق ایران

موسوی‌حرمی ، رضا ؛ [۱] محبوبی، اسداله؛ [۲] برنر ، رابرت ، ال؛ [۱] خانه باد، محمد
۱- گروه زمین‌شناسی ، دانشکدهٔ علوم‌پایه ، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۴۳۶- ۹۱۷۷۵
۲- گروه علوم زمین ، دانشگاه آیوا، آیواسیتی ، آیوا، ۵۲۲۴۲
(دریافت: ۸۰/۲/۱۰ ؛ پذیرش:۸۰/۱۱/۳۰)

چکیده

رودخانه کشف‌رود در شمال شرق ایران، با روند تقریباً غربی – شرقی جریان داشته و در مرز ایران و ترکمنستان به رودخانه تجن می ریزد. طول این رودخانه در حدود ۳۰۰ کیلومتر و وسعت حوضه آبریز آن ۱۶۲۰۰ کیلومتر مربع و شیب متوسط آن در حدود ۰/۵ درصد (رودخانه ای با شیب کم) می‌باشد. این رودخانه از نوع ماندری ماسه‌ای – گراولی بوده و در فرو نشست فشاری مشهد – قوچان در بین رشته کوههای کپه‌داغ و بینالود جریان دارد. مرز شمالی آن گسل فعال کشف‌رود و مرز جنوبی آن را گسل های جنوب مشهد و جنوب چناران در راستای زمین درز پالئوتتیس تشکیل می‌دهند و مرز انتهایی آن نیز گسله امتداد لغز چپگرد هریرود می‌باشد که رودخانه تجن در امتداد آن جریان دارد. نهشته‌های آبرفتی دشت مشهد حاصل فعالیت رودخانه کشف‌رود و سیلابهای فصلی است که حداکثر ضخامت آنها در حدود ۲۵۰ متر است. نرخ ذخیره رسوب در دشت مشهد وابسته به شرایط آب و هوایی، پستی و بلندی، شیب حوضه آبریز و لیتولوژی منطقه می با شد. نرخ حفاظت رسوب در ارتباط با فرونشست تکتونیکی است. در نتیجه، در این قسمت فرایند آبرفت گذاری غالب است ولی در مرز شرقی حوضه آبریز، در نزدیکی آق در بند، بر اثر تجدید حیات رودخانه، آبرفت زدایی حکمفرماست. روند تغییرات اندازه ذرات از بالا دست به طرف پایین دست رودخانه کشف‌رود متغیر می‌باشد و روند کاملاً ریز شونده را نشان نمی‌دهند. این تغییرات اندازه ذرات می‌تواند بیانگر تغییرات شیب کانال (تغییرات در سطح اساس) و شرایط خاص زمین‌شناسی نظیر، فعالیت های تکتونیکی باشد. همچنین وجود رودهای فرعی همراه با منشاءِ رسوبات جانبی از فاکتورهای مهم درشت شوندگی به طرف پایین دست این رودخانه می‌باشد. ۱۲ رخساره سنگی (شامل ٤ رخساره گراولی، ۵ رخساره ماسه‌ای و ۳ رخساره گلی) در توالی های تشکیل شده در رودخانه کشف‌رود و سر شاخه‌های آن شناخته شده است که وضعیت تکتونیکی منطقه در تشکیل آنها نقش داشته است. پیچ خوردگی تکتونیکی در این ناحیه ممکن است بعلت انحراف طولی (موازی با جهت دشت سیلابی) و یا بصورت انحراف جانبی (عمود بر جهت دشت سیلابی) پروفیل رودخانه باشد. همچنین در ناحیه مطالعه شده، تکرار قطع شدگی ها ممکن است بر اثر تکرار سیلاب‌ها بوده باشد.

واژه‌های کلیدی: *رودخانه کشف رود، آبرفت گذاری، آبرفت زدایی، قطع شدگی*

مقدمه

حوضه آبریز کشف‌رود به مختصات ´۲۲ و °۵۸ تا ´۹ و °۶۱ طول شرقی و ´۳۸ و °۳۵ تا ´۴ و °۳۷ عرض شمالی دارای وسعتی در حدود ۱۶۲۰۰ کیلومتر مربع است. این حوضه از شمال به خط الراس ارتفاعات هزار مسجد – کپه‌داغ ، از جنوب به خط الراس ارتفاعات بینالود، از شمال غرب به حوضه آبریز اترک و از جنوب شرق به حوضه آبریز جام رود و از شرق به رودخانه هریرود محدود می گردد. بلندترین نقطه آن در کوه بینالود (جنوب غرب روستای زشک) واقع شده و از سطح دریا حدود ۳۹۵۰ متر ارتفاع دارد و پست ترین نقطه آن در محل خروجی دشت (پل خاتون) به ارتفاع ۳۸۰ متر می‌باشد. حوضه مزبور از نظر ژئومورفولوژی حوضه ای بسته است که فرورفتگی ما بین ارتفاعات هزار مسجد و بینالود را فرا می گیرد. رودخانه کشف‌رود در شمال شرق ایران و در دشت مشهد، مهمترین عارضه فیزیوگرافی است که در این حوضه آبریز با روند تقریباً غربی – شرقی، جریان داشته و در شرقی ترین ناحیه مورد مطالعه به رودخانه تجن می ریزد. شیب متوسط رودخانه کشف‌رود در حدود ۰/۵ درصد (Low Gradient River) بوده و حجم آب سالانه در محل ایستگاه کشف‌رود – پل خاتون در طی دوره آماری ۱۹ ساله، ۸۶/۹۴ میلیون متر مکعب گزارش شده است (ضیاء الحق، ۱۳۷۶). خصوصیات فیزیوگرافی، هیدرولوژی و آب و هوایی حوضه زهکش رودخانه کشف‌رود در جدول (۱) نشان داده شده است.

رودخانه کشف‌رود بر اساس مدل رسوبی (Miall 2000) نوعی رودخانه ماندری ماسه‌ای– گراولی (Gravel – sand meandering River) با درجه پیچش زیاد (High sinuosity) می‌باشد. روند کلی حرکت این رودخانه از روند لایه‌های رسوبی (شمال غرب – جنوب شرق) در منطقه پیروی کرده (Subsequent River)، اما رودخانه‌های فرعی تغذیه کننده آن عموماً به فرم (Consequent) بوده و لایه‌های رسوبی را قطع می‌نمایند (Bloom 1991, Twidale and Cambell 1993). افزون براین، براساس رده بندی شام (Schumm, 1981, 1985)، طرح کانال این رودخانه به شکل منفرد با بار بستر می‌باشد.

جدول (۱) – ویژگیهای فیزیوگرافی ، هیدرولوژی و آب و هوایی حوضه آبریز کشف رود

ارتفاع ریزشگاه (m)	ارتفاع‌سرچشمه (m)	درجه حرارت سالانه (^{0}C)	بارندگی‌متوسط‌سالانه (mm)	دبی متوسط سالانه (m^3s^{-1})	مساحت (km^2)	طول (km)	شیب متوسط (%)
۳۸۰	۲۰۰۰	۲۵-۳۰	۳۰۰-۴۰۰	متغیر	۱۶۲۰۰	۳۰۰	۰/۵

زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه به ترتیب از شمال به جنوب شامل زون‌های کپه‌داغ، زمین درز (تنها در محدوده دشت مشهد) و بینالود واقع در جنوب مشهد می‌باشد که به ترتیب مورد بحث و بررسی قرار خواهند گرفت.

الف – زون کپه‌داغ (Kopet-Dagh Zone):

این زون از سازندهای مختلفی تشکیل شده است که در یک دریای درون قاره ای بر جای گذاشته شده‌اند. سن طبقات رسوبی حوضه کپه‌داغ، ژوراسیک تحتانی تاکواترنر بوده و ضخامت آنها در دشت سرخس بالغ بر ۵۰۰۰ متر است (افشار حرب، ۱۳۷۳). این زون ارتفاعات شمالی دشت مشهد را تشکیل می‌دهد.

ب – زون زمین‌درز (Suture Zone):

این زون بین ارتفاعات بینالود و کپه‌داغ در محدوده دشت مشهد واقع شده و شامل سنگهای افیولیتی و دگرگونی است. مجموعه افیولیتی و سنگهای دگرگون مرتبط با آن، نوارهایی به طول دهها کیلومتر با راستای شمال غرب – جنوب شرق را در دامنه شمالی ارتفاعات بینالود تشکیل می‌دهند. این محدوده، محل برخورد قطعات لیتوسفری ایران در جنوب و قطعه لیتوسفری توران در شمال است که با بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس (Paleo – tethyan) همراه بوده است (علوی، ۱۹۷۹، ۱۹۹۱).

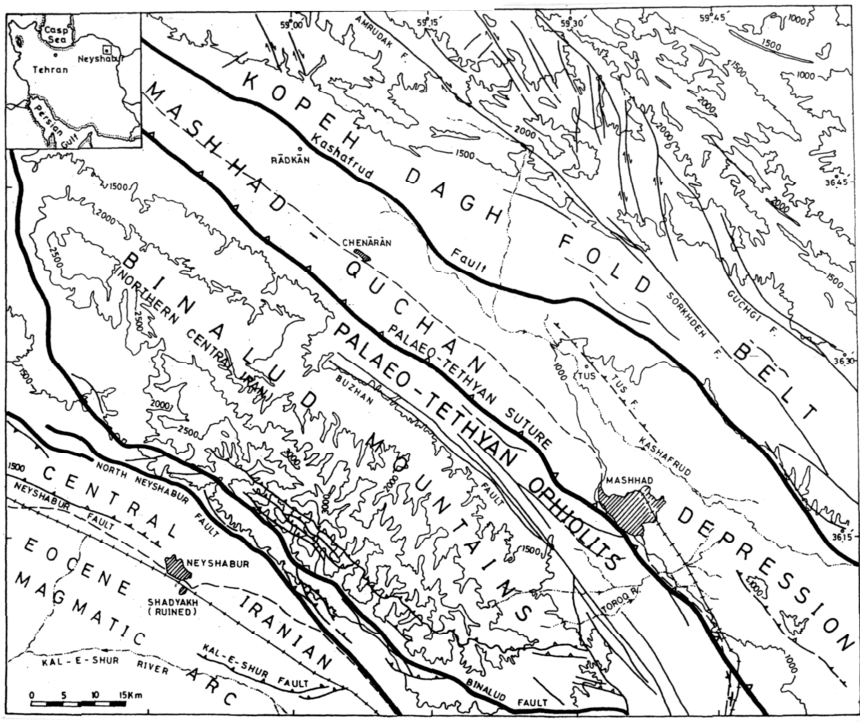
ج – زون ساختاری بینالود (Binalud Zone):

ارتفاعات بینالود در جنوب غرب مشهد، سلسله جبال خمیده‌ای شکل را با راستای تقریباً شرقی – غربی و با تحدبی به سمت شمال تشکیل می‌دهد که در برگیرنده رسوبات پالئوزوئیک، مزوزوئیک، و سنوزوئیک بوده که از نظر ژئوتکتونیکی در لبه شمال شرقی قطعه لیتوسفری ایران قرار گرفته است. این ارتفاعات، نوار چین خورده و گسلیده از نوع نازک پوسته ای است که بدنبال تصادم میان قطعات لیتوسفری ایران و توران در حاشیه شمال شرقی ایران تشکیل شده است.

تکتونیک گستره مورد مطالعه

به طور کلی گسلهای راندگی و صفحات روراندہ عمده ترین ساختمانهای زمین‌شناسی در منطقه هستند. تقریباً تمامی گسلهای راندگی، راستای شمال غرب – جنوب شرق داشته و سوی حرکت در تمامی آنها از شمال، شمال شرق به سمت جنوب، جنوب غرب است (شکل۱).

این راندگیها بیانگر کوتاه‌شدگی در راستای شمال شرق – جنوب غرب هستند کـه تحـت تـاثیر یک میدان استرس فشاری (Compressive stress) ایجاد شده و منجر به ایجاد گسلهای امتداد لغز و شکستگی های کششی نیز شده است. عامل این استرس فشاری را می توان بسـته شـدن اقیانوس پالئوتتیس، تصادم لیتوسفر توران و ایران دانست که باعث فرو رانش قطعـه لیتوسـفری ایران به زیر قطعه لیتوسفری توران گشته است (علوی، ۱۹۷۹، ۱۹۹۱).



شکل۱ – نقشه فیزیوگرافی گسل‌های مهم محدوده اطراف دشت مشهد (اقتباس‌از بربریان و همکاران ، ۱۹۹۹)

چین ها تقریباً در تمامی سنگها و سازندها دیده می شوند. چین های موجود در جنوب مشـهد عمدتاً از نوع برگشته و خوابیده هستند، در حالیکه چینهای حوضه کپه‌داغ بیشتر از نوع مـوازی می‌باشند.

بیشتر گسلهای موجود، گسلهای بنیادی کواترنر می‌باشند. با توجه به اینکه بیشتر گسله‌های لرزه‌ای ایران‌زمین، گسـل‌هـای کوهپایـه‌ای (mountain bordering) هسـتند (بربریـان، ۱۹۸۱، ۱۹۸۳، بربریان و همکاران، ۱۳۷۸) ، بنابراین خطر اصلی زمـین‌لـرزه‌ای از جنـبش دوبـاره ایـن

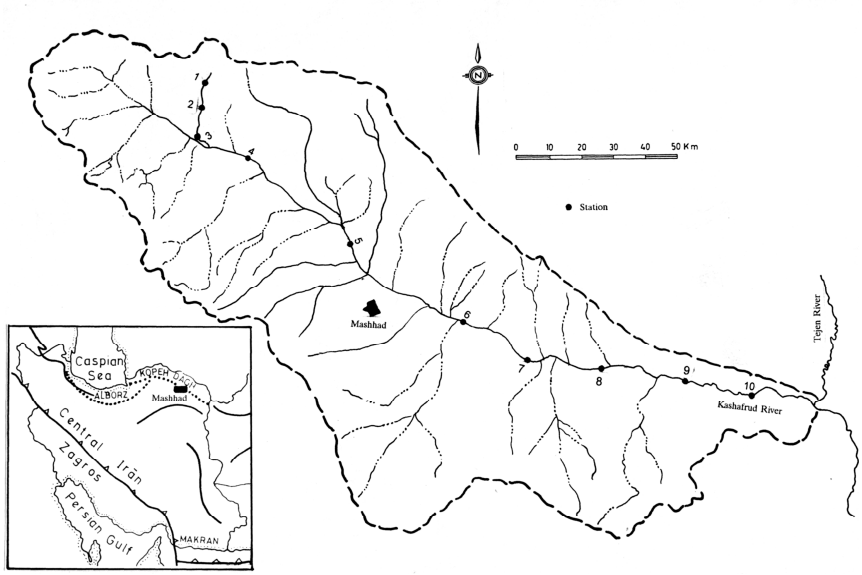
گسلها در گستره مورد مطالعه خواهند بود. ساز وکار گسله‌های شناخته شده این گستره ، اغلب فشاری بوده و یا مولفه مهم فشاری دارند. این نکته از اهمیت زیادی برخوردار است زیرا گسله‌های فشاری پر انرژی‌تر بوده (Sibson 1975) و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در راستای آن به نسبت طولانی است و شتاب گرانشی افقی زمین در درازای آنها بیشتر می‌باشد.

بررسی تغییرات اندازه ذرات رودخانه کشف‌رود

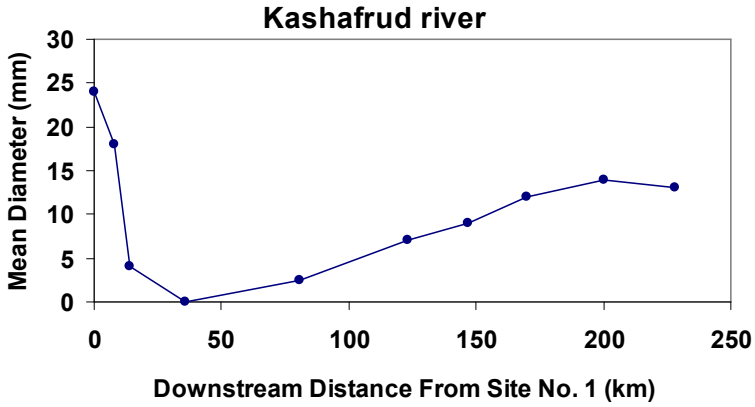
تغییرات اندازه ذرات در رودخانه‌های با بستر گراولی در طی چند سال اخیر نظرات زیادی را به خود جلب کرده است. بر اساس اظهارات رایس (۱۹۹۹) طول پیوستگی رسوبی (Sedimentary Link Length) یکی از فاکتورهای مهم در آهنگ ریزشوندگی به طرف پایین‌دست رودخانه‌های با بستر گراولی است. بعلاوه این پدیده متاثر از نوع بار رسوبی، زمین‌ساخت حوضه، تغییرات سطح اساس، تغییرات شیب کانال و هیدرولیک رودخانه می‌باشد (Rice, 1999; Hoey & Bluck, 1999). رودهای فرعی (Tributaries) و دیگر منابع رسوبی جانبی (Lateral Sediment Sources) می‌توانند تاثیر مهمی در بافت رسوب بستر و درحقیقت در شکل کانال داشته باشند (Rice 1999).

برای بررسی تغییرات اندازه دانه ها، ۶۰ نمونه برداشت گردیده و مورد آنالیز دانه سنجی به طریقه غربال کردن و پی پت (Lewis and McConchy 1994) قرار گرفته است. این نمونه ها در بالا دست (رودخانه رادکان) که دشت سیلابی وجود ندارد، عمدتاً از درون کانال و از سطح به عمق، با حفر ترانشه برداشت شده (نمونه‌های ۱، ۲، ۳) ، ولی در پایین دست عمدتاً به شکل سیستماتیک و به طور عرضی از دشت سیلابی تا کف کانال نمونه برداری صورت گرفته است (نمونه‌های ۴ تا ۱۰ به صورت مقطع عرضی) (شکل۲).

شکل۳ روند تغییرات اندازه ذرات را به طرف پایین‌دست رودخانه نشان می‌دهد. همانطوریکه دیده می‌شود، تغییرات اندازه ذرات به طرف پایین دست متغیر می‌باشد. بطوریکه مطالعات بافتی نشان داده است اندازه دانه ها از بالا دست و از سرشاخه‌های تغذیه کننده ابتدا به طرف پایین‌دست کاهش می‌یابد و سپس به دلیل وضعیت و شرایط خاص زمین‌شناسی مجدداً اندازه ذرات افزایش می‌یابد. این تغییرات اندازه ذارت می‌تواند بیانگر تغییرات شیب کانال و نیز شرایط خاص مانند فعالیت تکتونیکی باشد. بطور کلی طول حوضه آبریز یکی از عوامل عمده و اساسی در کاهش اندازه دانه ها به طرف پایین دست می‌باشد ولی با توجه به طول زیاد این رودخانه (۳۰۰ کیلومتر)، دیده می‌شود که اندازه ذرات به طرف پایین دست، حالت ریزشوندگی (Downstream fining) را نشان نمی‌دهند.



شکل۲ – موقعیت حوضه آبریز کشف‌رود که درآن محل نمونه‌برداری‌ها با شماره نشان‌داده شده‌است.



شکل (۳) – تغییرات قطر میانگین ذرات از بالا دست به طرف پایین دست رودخانه کشف‌رود

رخساره‌های سنگی (Lithofacies)

بررسی‌های صحرایی و عکس های هوایی نشان می‌دهند که حجم بسیار زیاد رسوبات با منشا جانبی مخروط افکنه‌ای درمحل برخورد شاخه‌های فرعی با رودخانه کشف‌رود درزمان کواترنر تشکیل شده و همه ساله آوردهای رسوبی درشت‌دانه آنها به رودخانه کشف‌رود می‌ریزد.

این‌نکته بسیار حائز اهمیت است‌که این مخروط افکنه‌ها درابتدای دره‌های فرسایشی و گسلی تشکیل شده‌اند.

بطورکلی براساس رده‌بندی (Miall 2000) با تاکید بر بافت و ساخت رسوبی – فیزیکی، در رسوبات رودخانه کشف‌رود و سرشاخه‌های آن ۱۲ رخساره سنگی تشخیص داده شده است (جدول۲).

جدول (۲) – رخساره‌های سنگی موجود در رسوبات رودخانه کشف‌رود و حاشیه آن

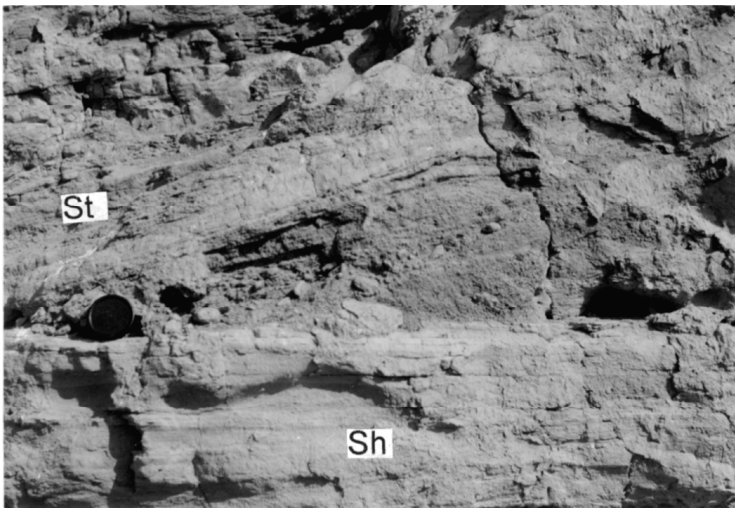
(اقتباس با تغییراتی بر اساس طبقه بندی میول، ۲۰۰۰)

نوع رخساره	نام رخساره	اختصاصات مهم	توصیف
گراولی	Gcm	گراول توده‌ای —اکثریت با دانه‌های گراولی	رسوبگذاری سریع جریانهای خرده‌دار
	Gp	گراول با طبقه‌بندی مورب پلانار	حرکت و رسوبگذاری مگاریپل‌های دوبعدی درجریان پایین
	Gt	گراول با طبقه‌بندی مورب عدسی‌شکل	حرکت و رسوبگذاری مگاریپل‌های سه‌بعدی
	Gh	گراول با طبقه‌بندی افقی و جهت‌یافتگی	رسوبگذاری به فرم اشکال طولی
ماسه‌ای	Se	ماسه ریز تا خیلی درشت با سطح فرسایشی	رسوبگذاری با حالت فرسایشی
	Sh	ماسه ریز تا خیلی درشت با لامیناسیون افقی	رسوبگذاری درجریان بالا
	St	ماسه ریز تا خیلی درشت با طبقه‌بندی مورب عدسی	حرکت و رسوبگذاری ریپل‌های سه‌بعدی درجریان پایین
	Sp	ماسه ریز تا خیلی درشت با لایه‌بندی مورب پلانار	حرکت و رسوبگذاری ریپل‌های دوبعدی درجریان‌پایین
	Sr	ماسه ریز تا خیلی درشت دارای لایه‌بندی ریپلی	رسوبگذاری لامیناسیون ریپل‌دار
گلی	F1	ماسه، سیلت و رس با لامیناسیون نازک و ریپلهای خیلی‌کوچک	رسوبگذاری ذرات دانه‌ریز معلق
	Fm	گل وسیلت، توده‌ای، ریشه‌های گیاهان و آشفتگی	رسوبگذاری با آشفتگی توسط ریشه گیاهان
	P	رسوبات سطحی	رسوبگذاری براثر بالارفتن درجه شوری

مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که در رودخانه‌های رادکان که یکی از سرشاخه‌های اصلی این رودخانه می‌باشد، رخساره‌های سنگی عمدتاً از ذرات دانه درشت در اندازه گراول و ماسه تشکیل شده که این رسوبات در درون کانال و یا بر اثر مهاجرت سدهای موجود در رودخانه به طرف پایین و به صورت بار بستر نهشته شده‌اند. اندازه دانه ها در این رخساره به طرف پائین دست کاهش یافته و در محدوده چناران (محل نموه برداری شماره ۴) به رسوبات دانه ریز ماسه‌ای و گلی تغییر می‌یابد. مجدداً به سمت پایین دست، و در محل تقاطع جاده شهر طوس اندازه دانه‌ها افزایش یافته و به صورت رسوب ماسه گراولی نهشته شده است (شکل۴).

رخساره‌های ماسه‌ای، عمدتاً بر اثر مهاجرت مگاریپل‌های دو بعدی (رخساره Sh) و سه‌بعدی (رخساره St) حاصل شده‌اند، اما رسوبات گلی، عمدتاً درهنگام فروکش درسطح رسوبات دانه‌درشت موجود درکانال (F1) و یا درهنگام طغیان در دشت سیلابی (Fm) نهشته شده‌اند.

درادامه مسیر، رخساره‌های دانه‌ریز به تدریج به رخساره‌های سنگی دانه‌درشت‌تر (دراندازه ماسه و گراول) بطور مثال در دوراهی جاده صالح آباد – سرخس تبدیل می‌شود که علت آن به دلیل ورود رودخانه‌های فرعی و نزدیک بودن آنها به منشاء است (شکل۵).



شکل (۴) – رخساره ای St و Sh در محدودهٔ محل تقاطع جاده شهر توس و رودخانه کشف‌رود.

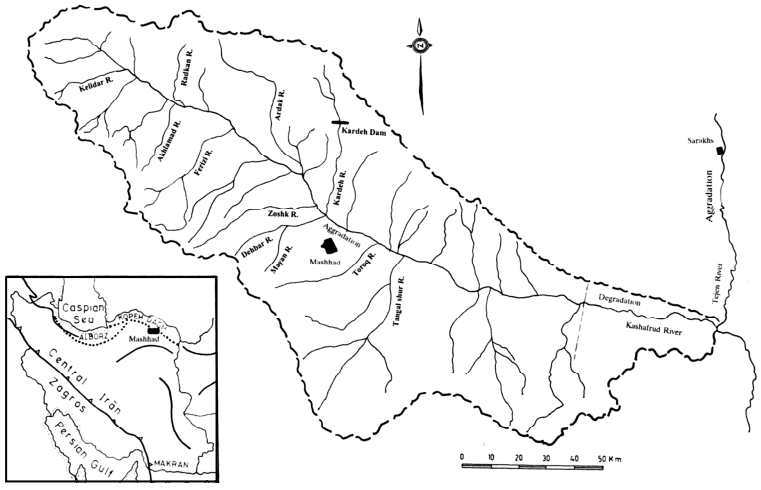
شکل (۵) – رخساره‌های ماسه‌ای و گراولی در محدوده دو راهی جاده صالح آباد – سرخس.

باید توجه داشت که تشکیل رخساره‌های دانه‌درشت درپایین‌دست (دوراهی جاده صالح آباد – سرخس تا منطقه پل خاتون – ناحیه آق‌دربند) در ارتباط با بالا آمدگی تکتونیکی است. درحالیکه ریز شدن دانه‌ها دربخش مرکزی دشت مشهد در ارتباط با فرو نشست این منطقه می‌باشد. بنابراین فعالیت‌های تکتونیکی ازعوامل اصلی کنترل‌کننده رخساره‌های سنگی در این حوضه است که برعکس اکثر رودخانه‌ها به طرف پایین دست ذرات دانه‌درشت‌تر می‌شوند.

آبرفت گذاری (Aggradation) و آبرفت زدایی (Degradation) در مسیر رودخانه کشف‌رود

بطورکلی نهشته‌های آبرفتی دشت مشهد حاصل فعالیت رودخانه کشف‌رود و سیلابهای فصلی رودخانه‌های فرعی از کوههای هزار مسجد و بینالود می‌باشد که حداکثر ضخامت آن درحدود ۲۵۰ متر است. بنابر نظر لیدر و همکاران (۱۹۹۸)، نرخ ذخیره رسوب وارده از حوضه‌های آبریز فرسایشی (Erosional Catchment) به حوضه رسوبی (Depositional basin) وابسته به شرایط آب و هوایی (Climate)، پستی و بلندی(Relief)، شیب حوضه آبریز(Catchment slope) و لیتولوژی منطقه می‌باشد. نرخ حفاظت رسوب (Sediment Preservation Ratio = SEPRA) درحوضه‌هایی اتفاق می‌افتد که اغلب دارای سوبسیدانس تکتونیکی باشند و نرخ حفاظت رسوب درحوضه‌های محصور و بدون سوبسیدانس حدوداً نزدیک به صفر خواهد بود (Leader 1996). فاکتورهای کنترل کننده آبرفت گذاری و آبرفت زدایی شامل، تغییرات سطح آب دریاها در مقیاس جهانی (Eustatic Changes in Sea level) ، فرایند یخچالی (Glaciation)، تغییرات آب و هوایی (climate change) ، تغییرات تکتونیکی (Tectonic change) و تاثیر فعالیت آدمی می‌باشند (Lowe and walker 1984).

رودخانه کشف‌رود در محدوده دشت مشهد، در فرونشست مشهد – قوچان که فرونشستی فشاری است قرار گرفته است (بربریان، ۱۳۶۱). در این محدوده رسوبگذاری بطور وسیع صورت پذیرفته و پهنای دشت سیلابی کاملاً گسترده می‌باشد، اما در قسمت انتهایی این رودخانه که در محدوده کوهستانی پنجره تکتونیکی آق در بند قرار داشته است، بازه دشت سیلابی کاملاً محدود گشته و بعلت تغییرات در شیب و سطح اساس و پدیده بالاآمدگی (Uplifting) در این منطقه، بیشتر پدیده آبرفت زدایی حکمفرماست. سپس در محدوده دشت سرخس که رودخانه کشف‌رود به رودخانه تجن در مرز گسله هریرود متصل می شود، دوباره آبرفت گذاری صورت گرفته است (شکل۶). درنتیجه درمحدوده مورد مطالعه آبرفت‌گذاری و آبرفت‌زدایی وابسته به تغییرات تکتونیکی و نیز تغییرات آب و هوایی است.



شکل (۶) – آبرفت گذاری (aggradation) و آبرفت زدایی (degradation) در طول مسیر رودخانه کشف‌رود و دشت سرخس.

قطع شدگی ها (Avulsions) در مسیر رودخانه کشف رود

به طور کلی قطع شدگی، بطور نسبی جابه جایی ناگهانی کانال رودخانه است که تاثیر مهمی در پراکندگی رسوب و ساختار رسوبات رودخانه ای دارد. قطع شدگی های مهم در هنگام رخدادهای ناگهانی نظیر سیل، نیروهای چیره شونده بر روی آستانه پایداری، روی می‌دهند. تکرار رویدادهای ناگهانی، تکرار قطع شدگی را کنترل می‌نماید (Jones and schumm 1999). قطع شدگی موجود در مسیر رودخانه کشف رود، در عکس های هوایی و تصاویر ماهواره ای پردازش شده بوضوح مشاهده می شوند. تکرار قطع شدگی ها ممکن است بر اثر تکرار سیلاب ها بوده باشد.

تاثیر تکتونیک بر تغییر مورفولوژی رودخانه کشف‌رود

رودخانه ها بعلت کج شدگی تکتونیکی (Tectonic tiltig) نسبت به تغییرات ظریف در شیب خود، بسیار حساس می‌باشند. پیچ خوردگی تکتونیکی (Tectonic warping) ممکن است بعلت انحراف طولی (موازی با جهت دشت سیلابی) و یا بعلت انحراف جانبی (عمود بر جهت دشت سیلابی) در پروفیل رودخانه‌های آبرفتی باشد (Holbrook and schumm 1999).

بالا آمدگی تکتونیکی یا کج شدگی تکتونیکی تا چنددهم درصد می‌تواند طرح رودخانه ها را تغییر دهد (بطور مثال از حالت ماندری به بریده بریده). بطور مثال، رودخانه سفید رود واقع

درشمال غرب ایران هم دارای طرح مستقیم و هم دارای طرح ماندری است. بزرگترین فاصله ماندری آن همزمان با زمین لرزه با بزرگی ۷/۳ ریشتری در سال ۱۹۹۰ که منجر به کشته شدن ۴۰۰۰۰ نفر گردید، حاصل شده ا ست. بالاآمدگی پیش از زمین لرزه و در حین آن، می‌تواند باعث پیچش به سمت بالا (upwarping) و ا فزایش شیب گشته و طرح رودخانه را از حالت مستقیم به حالت ماندری تغییر دهد (بربریان و همکاران، ۱۹۹۲).

در مسیر ۳۰۰ کیلومتری رودخانه کشف‌رود گسل‌های متعددی وجود دارد و در نهایت که این رودخانه به تجن می ریزد نیز مرز گسله هریرود وجود دارد که رودخانه تجن در امتداد این گسل جریان دارند. گسل هریرود با روند شمالی – جنوبی گسلی است چپگرد امتدادی (sinistral) که در طرفین آن سنگهای ژوراسیک و کرتاسه جابجا شده است. مهمترین گسل موجود در محدوده رودخانه کشف رود، گسل فشاری کشف‌رود با راستای شمال غرب – جنوب شرق می‌باشد که ۱۲۰ کیلومتر درازا داشته و به موازات رشته کوههای کپه‌داغ و کناره شمالی رودخانه کشف‌رود کشیده و به وضوح رسوبات آبرفتی کواترنر دشت مشهد را قطع می نماید و شیب آن به سوی شمال شرق می‌باشد. وجود اشکال تخت سه گوش (Triangular faces) در راستای این گسل، برش در رسوبات جوان آبرفتی و چشمه‌های فراوان (به طور مثال چشمه گیلاس) نشانه فعال بودن این گسله می‌باشد (بربریان، ۱۳۶۱). بطور کلی انحراف طولی پروفیل این رودخانه می‌تواند بر اثر پویایی گسل های موجود در منطقه باشد. در این قسمت به بررسی عمل تکتونیک فعال و نئوتکتونیک بر تغییر مورفولوژی رودخانه کشف‌رود در محدوده پنجره تکتونیکی آق دربند می پردازیم.

تغییرات مورفولوژی رودخانه کشف‌رود در محدوده تکتونیکی آق دربند

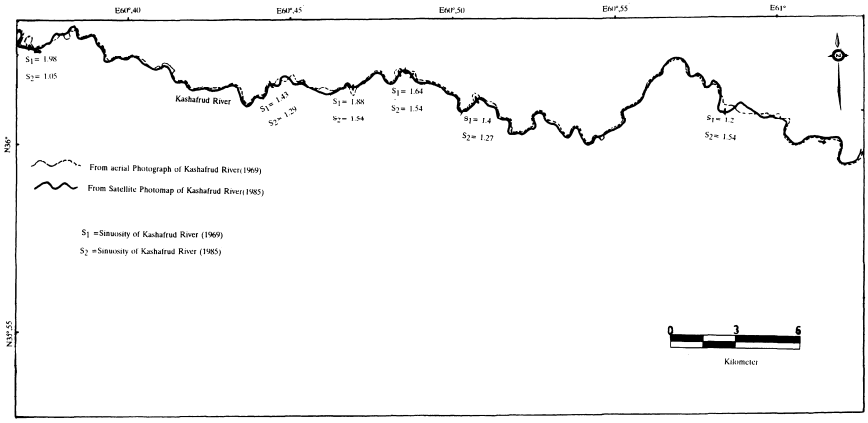
در مطالعات ژئومورفولوژی مهندسی رودخانه ها، بررسی فرسایش پذیری (Erodibility) سواحل رودخانه در گذشته و حال و نیز اطلاع یابی از تغییرات روند (Trend) و جابجایی کانال (Displacement) آن از اهمیت قابل توجهی برخوردار می‌باشد. تغییرات شکل کانال یک رودخانه در محدوده خاصی از زمان تابع عوامل مختلفی از جمله شرایط خاص زمین‌شناسی و هیدرولیک رسوب و دبی جریان رودخانه است که هر یک از عوامل مذکور در فواصل مختلف یک رودخانه می‌تواند بر دیگر عوامل غلبه نماید. شناخت مورفولوژی رودخانه و تغییرات زمانی و مکانی آن علم رفتار رودخانه می‌باشد.

بطورکلی مطالعات نشان داده است‌که حالت خمیدگی رودخانه‌ها درفواصل کوهستانی بیشتر می‌باشد. برای بررسی شکل رودخانه کشف‌رود درمحدوده پنجره فرسایشی تکتونیکی آق دربند،

از نقشه‌های توپوگرافی و عکس‌های هوایی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ (سال ۱۹۶۹) و نیز تصاویر ماهواره‌ای پردازش شده آن درسال ۱۹۸۵ با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ استفاده شده است. با توجه به عکس‌های هوایی موجود مشاهده می‌گردد که حالت ماندری این رودخانه درپایین‌دست که همان منطقه آق دربند باشد، بیشتر بوده و بعبارتی مسیر رودخانه در این ناحیه پرپیچ و خم است. بدین منظور ابتدا نقشه رودخانه با توجه به عکس هوایی و تصاویر ماهواره ای پردازش شده رسم گردیده و مقیاس آنها یکی شده و سپس وضعیت خمیدگی و حالت پیچان در این رودخانه بررسی شده است. برای مقایسه فاصله پایین دست این رودخانه با دشت مشهد (فاصله بالا دست و میانی) مطالعات صحرایی صورت گرفته است. در دشت مشهد که این رودخانه در بازه دشت سیلابی خود قدرت تحرک و فرسایش کناری دارد، پدیده ماندری بیشتر ناشی از هیدرولیک رودخانه و فرسایش پذیری دماغه‌های عقبی و جلویی آن می‌باشد. اما در منطقه آق دربند (پایین دست) با توجه به عکسهای هوایی و تصاویر ماهواره ای ملاحظه می گردد که رودخانه کشف‌رود در این محدوده کوهستانی دارای یک طرح نئوتکتونیکی بوده و توانسته است به تعمیق نمودن مسیر خود اقدام نماید. در این ناحیه که بستر آن پیچ و خم دارتر می‌باشد حالت ماندری بیشتر به تکتونیک فعال و زمین‌شناسی خاص منطقه وابسته است. پس از مقایسه کانال اصلی رودخانه کشف‌رود در ناحیه پنجره تکتونیکی آق دربند با توجه به عکسهای هوایی سال ۱۹۶۹ و تصاویر ماهواره ای پردازش شده در سال ۱۹۸۵ ملاحظه می گردد در این فاصله زمانی کم درجه پیچش در این ناحیه که در حال بالا آمدگی می‌باشد کمی کاهش یافته و بر عکس شیب افزایش یافته است (موسوی حرمی و همکاران، ۲۰۰۱) (شکل۷).

این حالت اکثراً بر اثر فعال بودن ناحیه از نظر تکتونیکی است ، بطوریکه بالا آمدگی و یا کج شدگی تکتونیکی تا چند دهم درصد ، می‌تواند طرح این گونه رودخانه را تغییر دهد (بربریان و همکاران ، ۱۹۹۲)

شیب کانال بر الگو وطرح رودخانهٔ کشف‌رود تأثیر قابل توجهی داشته است. شیب طول مسیر رودخانه کشف‌رود تحت تأثیر عوامل زمین شناختی و زمین ساختی دائماً در حال تغییر می‌باشد. بطور مثال در دو راهی جاده صالح آباد وسرخس ، این رودخانه بصورت رودخانه ای با کانال دارای سنگ بستر (سازند کشف‌رود) (bedrock–channeled river) عمل کرده و شیب کمی افزایش یافته است. دراین حالت، نیروهای جلوبرنده (Driving Forces) برنیروهای مقاوم (Resisting Forces) غلبه یافته وسنگ بستر کانال عاری از هرگونه رسوب گردیده‌است (شکل۸).



شکل (۷) – پلان کانالهای اصلی رودخانه کشفرود در محدودهٔ پنجره تکتونیکی آق دربند با توجه بـه عکس های هوایی (۱۹۶۹) و تصاویر ماهواره ای پردازش شده (۱۹۸۵).

شکل (۸) – رودخانه کشفرود در دو راهی جادهٔ سرخس– صالح آباد بصـورت رودخانـه ای بـا کانـال دارای سنگ بستر (دید در جهت جریان رودخانه).

بطور کلی حفر عمودی کانال رودخانه در این محدوده ، تغییر ناگهانی شیب بستر رودخانـه ، تغییرات درجه پیچش (Sinuosity) ، کج شدگی (Tilting) رسوبات کواترنر بر اثر گسـلهای بـا مولفه فشاری می‌توانند شواهدی برفعال بودن این ناحیه از نطر تکتونیکی باشند.

نتایج

رودخانه کشف‌رود در شمال شرق ایران ، نوعی رودخانه ماندری گراولی – ماسه‌ای با روند تقریباً غربی– شرقی می‌باشد. فرو نشست تکتونیکی مشهد – قوچان که رودخانه کشف‌رود در آن جریان دارد بطور عمده توسط گسلهای معکوس با روند شمال غرب – جنوب شرق و شیب به سوی شمال شرق کنترل می گردد. پراکندکی رسوب و حفظ رسوبات و ساختار رسوبات رودخانه ای بوسیله فعالیت تکتونیکی (سوبسیدانس و بالا آمدگی) دراین ناحیه کنترل می شوند ، بنابراین در فرونشست تکتونیکی مشهد – قوچان آبرفت گذاری صورت گرفته و ضخامت رسوبات آبرفتی در آن به بیش از ۲۵۰ متر نیز می‌رسد در صورتیکه در ناحیه پنجره تکتونیکی آق دربند که بالاآمدگی صورت می‌گیرد، فرسایش و حمل رسوبات حکمفرماست.

متوسط اندازه ذرات به طرف پایین دست رودخانه افزایش می‌یابد که این در ارتباط با شرایط خاص زمین‌شناسی است بطوریکه در محلهایی‌که رودخانه‌های فرعی به این رودخانه وارد می‌شوند و اغلب در ابتدای دره‌های فرسایشی و گسلی است، رسوبات دانه‌درشت به این رودخانه وارد می‌شود.

با توجه به اندازه گیری درجه پیچش با استفاده از عکس هایی هوایی (۱۹۶۹) و تصویر ماهواره ای پردازش شده (۱۹۸۵) در محدودهٔ پنجره تکتونیکی آق دربند مشاهده می‌شود که در این ناحیه درجه پیچش کاهش یافته و در عوض شیب افزایش یافته است که این خود نیز در ارتباط با فعال بودن این ناحیه از نظر تکتونیکی است.

در نهایت حفظ رسوبات در قسمتهای غربی و مرکزی ناحیه مورد مطالعه (دشت مشهد) نشاندهنده فرآیند غالب آبرفت گذاری (Aggradation) می‌باشد در حالیکه در قسمتهای شرقی این ناحیه با توجه به مواردیکه ذکر گردید ، فرآیند غالب آبرفت زدایی (Degradation) می‌باشد. بنابراین عوامل تکتونیکی از عوامل اصلی کنترل کننده رسوبگذاری و مورفولوژی رودخانه کشف‌رود در شمال شرق ایران می‌باشد..

Reference

Alavi, M., (1979) *The Virani ophiolite complex and surrounding rocks*, Geol. Rudsch., **68(1),** 334-341.

Alavi, M., (1991) *Sedimentary and structural characteristics of the paleo – tethys in remanet northeastern Iran*, Geol. Soc. Am. Bull., **103,**983-992.

Berberian, M., (1981) *Active Faulting and tectonic of Iran* In: Gupta, H.K., and Delany، F.M., (eds), *Zagros*. Hindukush. Himalaya Geodynamic Evolution. Am. Geophys. Union and Geol. Soc. Am Geodynamics series. **3,**33-69.

Berberian, M., (1983) *Continental deformation in the Iranian plateau (contribution to the seismotectonics of Iran)*, part IV. Geol. surv. Iran, **52**, 700 p.

Berberian, M., Qorashi, M., Jackson, J.A., priestley, K., and wallace, T., (1992) *The Rudbar–Tarom earthquake of 20 June in Nw Persia preliminary field and seismological observation, and its tectonic significance*. Bulletin of the Seismological Society of America, **82,** 1726-1755.

Bloom, A.L., (1991) *Geomorphology: A systematic Analysis of late Cenozoic Landfroms,* (2 nd edition), Prentic – Hall، Englewood Cliffs, NJ., 32 p.

Hoey, T.B., and Bluck, B.J., (1999) *Identifying the controls on downstream fining gravels,* Journal of sedimentary Research, section A, **69,** 40-50.

Holbrook. J., and schumm, S.A, (1999) *Geomorphic and sedimentary respons of river to tectonic deformation*: *a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epierogenic deformation in modern and ancient settings,* Tectonophysic, **305,** 287 – 306.

Jones, L.S., and Schumm, S.A., (1999) *Causes of avulsion: an overview, Spec*. publs int. Ass. Sediment., **28**, 171-178.

Leeder, M.R., (1997) *Sedimentary Basins: Tectonic recorders of sediment discharge from drainage catchments. Earth surface processes and Landforms*, **22,** 229-237.

Leeder, M.R., and Harris, T., and Kirkby, M.J., (1998) *Sediment supply and climate change: implication for basin stratigraphy*, Basin Research, **10,** 7-18.

Lewis, D.W., and McConchie, D., (1994) *Analytical Sedimentology, Chapman and Hall*, London, 197 p.

Lowe, J.J., and Walker, M.J.C.(1984), *Reconstructing Quaternary Environments*, Longman, London.

Miall, A.D., (2000) *Principles of Sedimenrary Basin Analysis*, Springer–Verlag, 668 pp.

Moussavi-Harami, R., Mahboubi، A., Brenner، R.L., and Khanehbad, M., (2001) *Tectonic effect upon fluvial sedimentation and architecture: the Kashafud River,* Northeast Iran, 7th International Conference on Fluvial Sedimentology, Lincoln, Nebraska (USA)، Agust **6-10**، p.214.

Rice، S., (1998*) Which tributaries disrupt downstream fining along gravel-bed rivers?,* Geomorphology, **22**, 39-56.

Rice, S., (1999) *The nature and controls on downstream fining within sedimentary links*, Journal sedimentary Research، **A69**, 32-39.

Schumm, S.A., (1981) *Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implication,* SEPM Special Publication, **31**, 19-29.

Schumm, S.A., (1985) *Patterns of alluvial rivers*, Annual Review Earth and Plantary Science, **31**, 5-27.

Sibson, H.R., (1975) *Generation of pseudotachylyte by ancient seismic faulting*, Geophys. J.R. Astr, Soc., **43,** 775-794.

Twidale، C.R., and Cambell, E.M., (1993*) Australian Landforms:* Gleneagles publishing، Adelaide SA, 560p.

افشارحرب، ع.، (۱۳۷۳) *زمین‌شناسی کپه‌داغ*، طرح تدوین کتاب سازمان زمین‌شناسی کشور، ۲۸۱ ص.

بربریان، م.؛ قرشی، م.؛ شجاع‌طاهری، ج.؛ طالبیان، م.، (۱۳۷۸)، پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه زمین‌ساخت و خطر زمینلرزه – گسلش در گستره مشهد – نیشابور ، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۳۳ صفحه.

بربریان، م.، (۱۳۶۱)، *گزارش بررسی مقدماتی گسلهای اطراف نیروگاه طوس*، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۱ صفحه.

ضیاء الحق ، ق ، ۱۳۷۶ ، گزارش توسعه شهرستانهای خراسان (منابع آبهای سطحی)، نشریه شماره ۲۲، سازمان برنامه و بودجه.