



مبانی سنجش از دور در زمین شناسی

زبردانیت

دکتر مسعود مرادی

استادیار مرکز تحقیقاتی زمین شناسی

مجموعه حاضر نسخه الکترونیکی کتاب "مبانی سنجش از دور در زمین شناسی" می باشد که برای توزیع رایگان بین دانشجویان ایرانی رشته زمین شناسی و دیگر رشته های مرتبط تهیه شده است. هر گونه بهره برداری انتفاعی از این مجموعه ممنوع است و صرفاً مجاز به استفاده از آن برای مقاصد آموزشی می باشید.

لطفاً بمنظور ثبت آمار استفاده کنندگان از این مجموعه، از کپی غیر مجاز آن خودداری نموده و برای تهیه آن به وب سایت کتاب مراجعه و یا با مولف تماس حاصل فرمایید. برای تهیه نسخه چاپی این کتاب با ناشر که مشخصات آن در صفحه بعد آورده شده است، تماس بگیرید.

هر گونه خسارت سخت افزاری و یا نرم افزاری ناشی از استفاده از نسخه های غیر مجاز مسئولیتی برای مولف ایجاد نمی کند.

سرشناسه	: مرادی، مسعود
عنوان و نام پدید آور	: مبانئ سنجش از دور در زمین شناسی/تالیف و ترجمه مسعود مرادی.
مشخصات نشر	: تهران، مهر وحید، ۱۳۸۶.
مشخصات ظاهری	: ۳۵۳ ص.: مصور، جدول، نمودار.
شابک	: ۴۵۰۰۰ ریال، ۹۷۸۹۶۴۹۴۷۷۳۹۸
وضعیت فهرست نویسی	: فیبا
یادداشت	: کتابنامه: ص. {۲۳۹} - ۳۵۳.
یادداشت	: واژه نامه.
موضوع	: زمین شناسی -- سنجش از دور.
موضوع	: اکتشاف های زیر زمینی -- سنجش از دور.
رده بندی کنگره	: QE26/م۲م۲
رده بندی دیویی	: ۵۵۱
شماره کتابشناسی ملی	: ۱۱۲۹۸۳۷

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

مبانی سنجش از دور در

زمین شناسی

تالیف و ترجمه:

دکتر مسعود مرادی

استادیار مرکز ملی اقیانوس شناسی

فهرست مطالب

پیشگفتار.....ه

فصل اول) مفاهیم سنجش از دور

مقدمه..... ۱

ماهیت امواج الکترومغناطیس..... ۷

برهمکنش تابش الکترومغناطیس با مواد طبیعی سطح زمین..... ۹

اثرات اتمسفر..... ۱۳

بازتابش طیفی از سطح زمین و سنجش آن توسط حسگرهای چند طیفی..... ۱۴

حسگرهای سنجش از دور چند طیفی الکترواپتیکی..... ۲۶

الف- وسایل تصویرگیری ابرطیفی..... ۳۳

ب- تصحیحات رادیومتری و هندسی پوششگرهای دورسنجی..... ۳۸

ج- تابش طیفی اندازه گیری شده در پوششگرها..... ۴۰

فصل دوم) طیف مواد زمین..... ۴۵

پوشش گیاهی، آب و برف..... ۴۵

کانیها و سنگها..... ۵۲

الف- اثرات ترکیب شیمیایی بر روی طیف کانیها..... ۵۵

ب- مثالهایی از مشخصات طیفی کانیهای سیلیکاته..... ۵۹

ج- مثالهایی از کانیهای اکسید آهن و هیدروکسیدهای آهن..... ۷۱

د- مثالهایی از کانیهای کربناته..... ۷۵

ه- مثالهایی از کانیهای سولفات و سولفید..... ۷۸

و- مثالهایی از سنگهای آذرین..... ۸۲

۸۷	ز- مثالهایی از سنگهای رسوبی
۹۲	ح- مثالهایی از سنگهای دگرگونی
۹۹	فصل سوم) پردازش تصویر رقومی
۹۹	مقدمه
۱۰۱	مشخصات کلی فایل‌های رقومی تصاویر ماهواره ای
۱۰۲	تصحیح هندسی
۱۰۵	تصحیح رادیومتری
۱۰۹	حذف نویزهای تصویری
۱۱۱	آشکار سازی تصویر
۱۱۲	الف- ترسیم نمودار ستونی و تفریق جسم تیره
۱۲۰	ب- کالیبراسیون باندهای طیفی فرسرخ گرمایی
۱۲۲	نمایش رقومی رنگ
۱۲۷	نسبت طیفی و زمانی
۱۲۸	الف- نسبت طیفی در ناحیه طول موج بازتابی
۱۳۳	ب- نسبت زمانی و شاخص‌های پوشش گیاهی
۱۳۸	ج- نسبت طیفی فرسرخ حرارتی
۱۴۵	تبدیل مؤلفه های اصلی
۱۴۹	طبقه‌بندی چندطیفی
۱۶۲	روشهای پردازش تصویر مکانی
۱۶۳	الف- نقشه‌برداری خودکار صور خطی
۱۶۷	ب- تصویربرداری ژئوفیزیکی

ج- فتوگرامتری رقومی	۱۷۲
هم‌آیندی داده‌های سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی	۱۷۹
فصل چهارم) کاربرد سنجش از دور در اکتشاف مواد معدنی	۱۸۳
مقدمه.....	۱۸۳
کاربرد سنجش از دور در اکتشاف کانسارهای فلزی.....	۱۸۴
الف- اورانیوم.....	۱۸۴
ب- مس	۱۸۶
ج- سرب، روی، نقره و تنگستن	۱۹۳
۴-۱- اکتشاف طلا.....	۱۹۵
سنجش از دور ژئوبوتانی در اکتشاف فلزات	۲۰۳
کاربرد سنجش از دور در اکتشاف الماس و کانیهای عناصر خاکهای کمیاب	۲۰۶
الف- اکتشاف الماس	۲۰۷
ب- اکتشاف کانیهای عناصر خاکی کمیاب.....	۲۱۰
کاربرد سنجش از دور در اکتشاف کانیهای صنعتی.....	۲۱۲
فصل پنجم) کاربرد سنجش از دور در اکتشاف نفت و آبهای زیر زمینی	۲۱۹
مقدمه:.....	۲۱۹
کاربرد سنجش از دور در اکتشاف نفت	۲۲۰
الف- نقشه‌برداری ساختمانی.....	۲۲۲
ب- اکتشاف تراوشهای قدیمی هیدروکربن با استفاده از سنجش از دور.....	۲۳۱
ج- سنجش از دور ژئوبوتانی و نقشه‌برداری لکه‌های نفتی برای اکتشاف نفت.....	۲۳۸
کاربرد سنجش از دور در اکتشاف آبهای زیرزمینی.....	۲۴۶

- الف- اکتشاف آبهای زیرزمینی در سرزمینهای آذرین، دگرگونی و کارستهای رسوبی.. ۲۴۸
 ب- اکتشاف آبهای زیرزمینی در سرزمینهای رسوبی غیرکاستی ۲۵۱

فصل ششم)

- کاربرد سنجش از دور در مطالعات زیست محیطی و زمین شناسی مهندسی ۲۶۱
- مقدمه..... ۲۶۱
- کاربردهای سنجش از دور در زباله‌دانیها و معادن روباز ۲۶۲
- کاربرد سنجش از دور در مطالعه فرسایش زمین ۲۶۹
- کاربرد سنجش از دور در پایش بلایای طبیعی..... ۲۷۳
- الف- سیلاب و تخریب زمین..... ۲۷۴
- ب- فورانهای آتشفشانی ۲۸۳
- پیوست الف ۲۸۹
- پیوست ب ۳۰۹
- پیوست ج ۳۱۹
- منابع ۳۲۹

پیشگفتار:

سنجش از دور بعنوان یکی از فناوریهای جدید بشری که در دهه های آخر قرن بیستم پا به عرصه ظهور گذاشت، در بین علوم مختلف جایگاه خاصی پیدا کرده و کاربرد ویژه ای در مطالعات مختلف بویژه مطالعات منابع زمینی به خود اختصاص داده است. در سالهای اولیه ظهور این فناوری، وجوه تک طیفی سنجیده شده مجبور به توجیه خود بودند ولیکن با گذشت زمان و پیشرفت فناوری و پیدایش وجوه چند طیفی و ابر طیفی و افزایش دقت مکانی حسگرها، این فناوری وارد مرحله ای شد که عملاً انکار و یا گریز از آن برای متخصصین علوم مختلف امکان پذیر نیست. زمین شناسی از جمله علمی است که در ابتدای پیدایش فناوری سنجش از دور چند طیفی از آن بهره مند شد و حتی توانست بعضی از حسگرهای خاص مانند حسگرهای لندست را به خود اختصاص دهد. پیشرفتهای فناوری دور سنجی چند طیفی، سنجش از دور در زمین شناسی را وارد مراحل تکمیلی خود کرد بصورتیکه در حال حاضر انجام عملیات دور سنجی چند طیفی در کشورهای پیشرفته بخش اعظم مطالعات زمین شناسی را تشکیل می دهد. استفاده از سنجش از دور چند طیفی در زمین شناسی، نیازمند درک صحیح سازوکارهای دور سنجی و زمین شناسی است. عدم درک صحیح از عملکرد حسگرها و نحوه برداشت داده از سطح زمین، می تواند به تصمیم گیریها و نتایج نادرستی منجر شود که در مواردی جبران آن بسیار هزینه آور خواهد بود. در این کتاب فرض شده است که خواننده تسلط کافی در سنگ شناسی، کانی شناسی و زمین شناسی فیزیکی دارد و بقدر کافی نیز با مفاهیم فیزیک نور و حساب دیفرانسیل و انتگرال آشنایی دارد. در فصل اول مفاهیم اساسی سنجش از دور مد نظر قرار داده شده است و سعی شده مطالبی ذکر شوند که علاوه بر روشن ساختن ذهن خواننده از سنجش از دور؛ در فصول بعدی نیز راهنمای خواننده باشند. فصل دوم طیف مواد سطح زمین بویژه سنگها و کانیها را بررسی کرده و نشان می دهد که خصوصیات فیزیکی و شیمیایی مواد سطح زمین چگونه در مطالعات دور سنجی چند طیفی بکار برده می شوند. در فصل سوم روشهای پردازش تصویر رقومی بررسی شده اند. این فصل یکی از فصولی است که فهم صحیح آن برای هر زمین شناسی که مایل به استفاده از داده های دور سنجی است، الزامی می باشد. در این فصل علاوه بر مباحث اصلی، مطالبی در مورد فتوگرامتری رقومی و

سامانه های اطلاعات جغرافیایی که در علوم زمین بسیار کاربرد دارند، ذکر شده است. در فصول چهارم، پنجم و ششم کاربردهای خاص فناوری سنجش از دور بترتیب برای اکتشاف مواد معدنی، اکتشاف نفت و آبهای زیر زمینی و مطالعات زمین شناسی مهندسی و زیست محیطی مد نظر قرار داده شده اند. در این فصول نشان داده شده است که فناوری سنجش از دور چگونه می تواند در موارد ذکر شده بعنوان ابزاری قوی و کارآمد بکار گرفته شود.

در نهایت امیدوارم کتاب حاضر بتواند برای دانشجویان و متخصصین زمین شناسی که مایل به استفاده از فناوری سنجش از دور در مطالعات خود هستند، مفید واقع شود. ذکر این نکته ضروری است که در این کتاب فصول مختلف با هدف شفاف ساختن ذهن خواننده در موارد مختلف شناخت و کاربری فن آوری سنجش از دور چند طیفی در زمین شناسی تدوین شده اند و هر کدام از مباحث می تواند بصورت عمیق تر و دقیق تر توسط خواننده بررسی شود و در این مورد منابع آخر کتاب می توانند بسیار موثر باشند. نظرات و پیشنهادات عزیزانی که از این کتاب استفاده می کنند، می تواند در پر بار شدن چاپ های بعدی این کتاب موثر باشد و موجب امتنان و سپاسگذاری خواهد بود.

تشکر و قدردانی:

در آخر بر خود لازم می دانم از تمامی عزیزانی که در تهیه و تدوین این کتاب با اینجانب همکاری داشته اند تشکر و قدردانی نمایم. سرکار خانم مرضیه مزینانی کار تایپ بخشهای اعظم کتاب را انجام داده اند که از ایشان بسیار متشکرم. برادر عزیزم آقای رضا مرادی در ویراستاری، تهیه و تنظیم اشکال و فرمولها و صفحه بندی کتاب زحمت بسیاری کشیده اند که کمال تشکر را از ایشان دارم. همسر گرامیم در ترجمه و ویراستاری ادبی بخشهای زیادی از کتاب همکاری داشته اند که از ایشان بدین لحاظ و همچنین بخاطر کمکها و همکاریهایشان در تمامی مراحل زندگی کمال سپاسگذاری را دارم.

مسعود مرادی

پائیز ۱۳۸۶

فصل اول

مفاهیم سنجش از دور

مقدمه

از لحاظ تاریخی، چشمان دانشمندان علوم طبیعی مهم‌ترین حسگر^۱ برای توصیف اجسام سطح زمین بوده اند. زمانیکه دانشمندی از طریق حس باصره به مشاهده محیط اطراف خود می‌پردازد، رنگ مرئی و اطلاعات مکانی (از جمله اندازه، بافت، شکل سه بعدی و موقعیت مکانی) را در یک لحظه در اثر عملکرد مشترک مغز- چشم دریافت می‌کند. این اطلاعات به بخشهای مختلف مغز ارسال می‌شود بطوریکه انواع متفاوت رنگ و اطلاعات مکانی برای هر بخش حس شده بطور همزمان بر هم منطبق می‌شوند.

با وجود حد اعلائی تکامل سیستم ادراک مغز و چشم انسان، باز هم اطلاعات گسترده‌ای روی سطح زمین موجود است که چشم غیر مسلح انسان قادر به مشاهده، پردازش و یا درک دقیق آنها نیست زیرا درک انسان از عمق نسبی است و نه مطلق، که پیامد آن عدم ادراک موقعیت فضایی اجسام روی سطح زمین است. دوم اینکه، علاوه بر نور مرئی خورشید، انواع متفاوت دیگری از امواج الکترومغناطیس^۲ وجود دارد که حاوی اطلاعات مفیدی از اجسام سطح زمین می باشند ولیکن توسط چشم انسان قابل دریافت نیستند. امواج الکترومغناطیس

1 - Sensor

2 - Electromagnetic

بسته‌های انرژی بدون جرم می‌باشند و فوتون^۱ نامیده می‌شوند. بعضی از این فوتونها نور مرئی می‌باشند و در گستره طول موج ۰/۴ تا ۰/۶۷ میکرومتر^۲ قرار دارند (یک میکرومتر، یک میلیونیم متر است) و چشم انسان قادر به دیدن آنها است. با این وجود اکثر فوتونها غیر قابل رویت‌اند.

سنجش از دور^۳ که فن‌آوری تعیین سرشتی‌های یک جسم دور از طریق امواج الکترومغناطیسی انتشار یافته و یا بازتابی از جسم است، درک حسی و شناسایی اجسام را افزایش می‌دهد. اولین وسیله سنجش از دور برای ضبط تصاویر حاصل از امواج الکترو مغناطیس، عکس سیاه و سفیدی بود که تصاویر حاصل از باند طیفی^۴ طول موجهای فرابنفش^۵ و بخش آبی طیف مرئی^۶ را ضبط می‌کرد (ریوز^۷ و همکاران، ۱۹۷۵). لوئیس داگر^۸ در سال ۱۸۳۷ اولین نتایج تصویری ملموس را بصورت تصاویر مثبت^۹ بر روی یک صفحه فلزی تهیه کرد (اسلاما^{۱۰} و همکاران، ۱۹۸۰). در سال ۱۸۵۸ یک خلبان فرانسوی بنام تورناشون^{۱۱} اولین عکس هوایی را از درون یک بالن هوای گرم گرفت (اسلاما و همکاران، ۱۹۸۰). این شاهکار در اوایل قرن اخیر از طریق عکسبرداری هوایی از هواپیما برای اولین بار توسط ویلبر رایت^{۱۲} در ۲۴ آوریل ۱۹۰۹ بر روی ساتوچلی^{۱۳} ایتالیا ادامه یافت (ریوز و همکاران، ۱۹۷۵).

در سال ۱۹۰۴ هنری فورکاید^{۱۴}، یک جنگلبان بریتانیایی در آفریقای جنوبی نقشه توپوگرافی با استفاده از تصاویر برجسته ترسیم کرد (اسلاما و همکاران، ۱۹۸۰) و اندازه گیریهای نقاط ارتفاعی را به طریقی که درک عمق برای چشمان غیر مسلح انسان امکان پذیر نبود، کمی کرد. در سال ۱۹۵۰ تصاویر ارتوفتو^{۱۵} توسعه یافتند (ریوز و همکاران، ۱۹۷۵). این تصاویر برخلاف عکسهای هوایی به دلیل برطرف‌شدن واپیچش^{۱۶} حاصل از اختلاف ارتفاع

-
- 1 - Photon
 - 2 - Micrometer
 - 3 - Remote Sensing
 - 4 - Spectral Band
 - 5 - Ultra Violet
 - 6 - Visible
 - 7 - Reeves
 - 8 - Louis Daguerre
 - 9 - Positive
 - 10 - Slama
 - 11 - Tournachon
 - 12 - Wilbur Wright
 - 13 - Centocelli
 - 14 - Henry Fourcade
 - 15 - Orthophoto
 - 16 - Distortion

سطح موج زمین در مناطق عکسبرداری شده، می‌توانستند مستقیماً بر روی نقشه‌ها تطبیق داده شوند؛ و در دهه گذشته فتوگرامتری رقومی^۱ توسعه یافت (وینسنت^۲ و همکاران، ۱۹۸۷؛ آکرمن^۳، ۱۹۹۴؛ جنسن^۴، ۱۹۹۵). این پیشرفت استخراج داده‌های ارتفاعی از تصاویر برجسته رقومی را بوسیله رایانه^۵ به صورت خودکار درآورد و منجر به پیدایش اولین تصاویر ارتوفتو رقومی شد.

نمود چندطیفی^۶ سنجش از دور (به معنای ناحیه‌ای با بیش از یک طول موج یا باند طیفی) با توسعه فیلم عکاسی رنگی آغاز شد. کداک^۷ در سال ۱۹۳۵، کداک کروم^۸ را بعنوان فیلمی که دربرگیرنده سه باند طیف مرئی (آبی، سبز و قرمز) بود، به دنیای تجارت عرضه نمود (ریوز و همکاران، ۱۹۷۵). با این وجود، استفاده از فیلم رنگی در عکاسی هوایی با مشکلاتی همراه بود که مهمترین آنها کاهش جزئیات در اثر نزم^۹ جوی است که باعث پراکندگی بیشتر نور در ناحیه طول موج آبی مرئی (تقریباً ۰/۴۳ تا ۰/۴۹ میکرومتر) نسبت به طول موجهای بالاتر می‌شود. در اواخر دهه ۱۹۳۰، نیروی هوایی ارتش آمریکا فیلم‌های فرورسرخ^{۱۰} را به منظور حذف اثر نزم جوی بکار گرفت و در سال ۱۹۴۲ به صورت عملی در فعالیت‌های خود از آن استفاده کرد (ریوز و همکاران، ۱۹۷۵). در خلال جنگ جهانی دوم کداک به منظور تشخیص پوشش گیاهی طبیعی از استتارهای مشابه که در ناحیه طول موج مرئی مشابه پوشش گیاهی به نظر می‌رسید، فیلم فرورسرخ رنگی CIR^{۱۱} را اختراع کرد (ریوز و همکاران، ۱۹۷۵). بعد از جنگ، دوربین‌های چندطیفی در ناحیه ۱/۰ تا ۰/۴ میکرومتر توسعه یافتند و در دهه ۱۹۶۰ با اولین عکس چندطیفی ماهواره‌ای از زمین که بوسیله آپولو^{۱۲} گرفته شد، به اوج خود رسید (ریوز و همکاران، ۱۹۷۵). با وجودیکه این موضوع ضبط تصاویر را در طول موجهایی که برای چشم انسان قابل رویت نبود، برای عکاسان امکان‌پذیر ساخت، لیکن هنوز هم فیلم فرورسرخ به بخشهای کوچکی از طیف فرورسرخ بین ۰/۶۷ میکرومتر تا ۱/۰ میکرومتر محدود بوده و هست.

-
- 1 - Digital
 - 2 - Vincent
 - 3 - Ackerman
 - 4 - Jensen
 - 5 - Computer
 - 6 - Multi Spectral
 - 7 - Kodak
 - 8 - Chrom
 - 9 - Haze
 - 10 - Infra Red
 - 11 - Color Infra Red
 - 12 - Apollo 9

ثبت تصاویر در طول موجهایی بالاتر از ۱/۰ میکرومتر مستلزم فن آوری سنجش از دوری فراتر از فیلم های عکاسی می باشد. در اواخر دهه ۱۹۵۰ با حملات ارتش ایالات متحده یک پوششگر چندطیفی جهت ضبط تصاویر سطح زمین در طول موجهای متفاوت (حتی بالاتر از یک میکرومتر) در آزمایشگاههای ویلوران^۱ دانشگاه میشیگان در آن آرپور^۲ میشیگان توسط دکتر گوئین سوئیتس^۳ و ماروین (مایک) هالتر^۴ و تیمی متشکل از چند مهندس و دانشمند ساخته شد. در این پوششگر بیش از ۱۲ باند طیفی متفاوت بطور همزمان تصاویر را بصورت آنالوگ ضبط می کردند و به منظور نمایش تصاویر اطلاعاتی در ترکیب متفاوتی از باندهای طیفی در آزمایشگاه، پردازشگرهای^۵ اطلاعاتی چندطیفی ویژه مورد استفاده قرار می گرفت. این پوششگر چندطیفی از پرتوهای تابش الکترومغناطیس مرئی و غیرمرئی (طول موجهای فرابنفش و فروسرخ) برای مشاهده دقیق زمین استفاده کرد.

در سال ۱۹۷۲، اولین ماهواره منابع زمینی^۶ (ERTSI) توسط ناسا^۷ با یک پوششگر چندطیفی^۸ رقومی (MSS) آغاز به کار کرد. ERTSI که بعدها به لندست^۹ I تغییر نام یافت، منجر به پیشرفت شگرفی در علوم زمین شناسی گردید. با استفاده از این پوششگر سطح زمین از فضا در چهار منطقه طول موج نوری، دو منطقه در ناحیه مرئی و دو منطقه در ناحیه فروسرخ بازتابی دیده می شد. تصویر هر باند طیفی به قطعات کوچک تصویری به نام پیکسل^{۱۰} شکسته می شد که معادل مربعی به ضلع ۸۰ متر در روی زمین بود. با پیدایش لندست I، دوران کاربردی سنجش از دور بطور جدی آغاز شد. نظر به اینکه داده های پوششگر چندطیفی که توسط هوانوردها و منحصراً برای قسمتهای کوچکی از کره زمین جمع آوری شده بود، تا پیش از سال ۱۹۷۲ در دسترس معدودی از پژوهشگران و موسسات قرار داشت، اما سیاست فضای باز^{۱۱} ناسا در برابر لندست امکان استفاده از داده های ماهواره ای منابع زمین را در هر مکانی از زمین (به استثنای مناطق قطبی غیر قابل دسترس) و برای هر پژوهشگری در دنیا فراهم نمود.

-
- 1 - Willow Run
 - 2 - Ann Arbor
 - 3 - Gwynn Suites
 - 4 - Marvin (Mike) Holter
 - 5 - Processor
 - 6 - Earth Resources Technology Satellite
 - 1 - Nasa
 - 8 - Multi Spectral Scanner
 - 9 - Land Sat
 - 10 - Pixel
 - 11 - Open Sky

ماهواره‌های بعدی سری لندست دارای پوششگر چندطیفی MSS با چهار باندطیفی مشابه لندست I بودند. داده‌های حاصل از این باندها بطور مداوم تا سال ۱۹۷۲ جمع‌آوری شد و متشکل از سری داده‌های بایگانی شده‌ای هستند که در تمام بررسیهای عملی و بخصوص در مطالعات زمین‌شناسی و محیط زیست حائز اهمیت فراوان می‌باشد. در دهه ۱۹۸۰ پوششگر چندطیفی نقشه‌بردار موضوعی^۱ (TM) با هفت باند طیفی به سری لندست افزوده شد. باندهای طیفی TM همگی دارای پیکسلهایی به ابعاد ۳۰ متر هستند به استثنای باند طیفی فرو سرخ که دارای پیکسلهایی به ابعاد ۱۲۰ متر می‌باشند.

هنگامیکه مشاهده گر اصطلاح سنجش از دور را با صفت چندطیفی بکار می‌برد، این سوال پیش می‌آید که ترکیب جسم مشاهده شده چیست؟ تغییر در بازتاب یا انتشار یک جسم با تغییر طول موج، در طول موجهای فرابنفش و مرئی توسط مقدار عناصر فرعی جسم و در طول موجهای فروسرخ و فروسرخ گرمایی^۲ توسط ترکیب کلی جسم کنترل می‌شود. در کاربردهای زمین‌شناسی، ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی جسم مشاهده شده خصوصیت مهمتری نسبت به اندازه و شکل می‌باشد، با این حال، اطلاعات فضایی نیز مفید می‌باشند. سنگها ترکیبی از کانیها هستند ولی هیچگاه دو کانی دارای ترکیب شیمیایی و ساختمان بلوری مشابه نیستند. این حقیقت گواه بر این امر است که دو کانی هیچگاه در همه طول موجها بازتاب طیفی یکسان ندارند. بنابراین سنجش از دور زمین‌شناسی حقیقتاً چندطیفی است. سنجش از دور در زمین‌شناسی، تفاوت ترکیبی سنگها و خاکهای دارای رخنمون را بهتر نمایان می‌کند، امکان دسترسی به آنها در مناطق مورد مطالعه راحت‌تر است و نسبت به زمین‌شناسی میدانی، نقطه‌نظر اجمالی از منطقه در دسترس قرار می‌دهد. با این وجود حضور زمین‌شناس برای تفسیر و بهبود نتایج سنجش از دور بویژه اطلاعات عمق رخنمونهای سطحی روئیت شده الزامی است.

زمین‌شناسی تنها علمی نیست که از سنجش از دور چندطیفی بهره می‌گیرد. سنجش از دور در مطالعات گیاه‌شناسی بمنظور تعیین ضریب پوشش گیاهی مورد استفاده قرار می‌گیرد و در این مطالعات نسبت به موارد زمین‌شناسی، تعداد باندهای طیفی کمتری مورد نیاز است. مطالعات مارتین^۳ و آبر^۴ (۱۹۹۳)، کوران^۵ و کوپیک^۱ (۱۹۹۵) نشان داده است که اگر داده‌های

1 - Thematic Mapper

2 - Thermal Infra Red

3 - Martin

4 - Aber

5 - Curran

تعداد بسیاری از باندهای طیفی باریک (داده‌های ابرطیفی^۲) در دسترس باشد، سنجش از دور در مورد شیمی جو می‌تواند مفید باشد. علیرغم این حقیقت که آب شیرین و شور در برابر اغلب قسمتهای طیف فرورسرخ الکترو مغناطیس کدر^۳ هستند، کاربردهای اقیانوسشناسی بسیاری از جمله عمق‌سنجی^۴ و قابلیت تولید بیولوژیکی در سنجش از دور چندطیفی وجود دارد. اندازه‌گیری باند گسترده فرورسرخ حرارتی برای ترسیم نقشه‌های دمای سطحی دریاها^۵ (SST) بسیار مفید است. در مطالعات جوی از سخت‌ترین روشهای سنجش از دور چندطیفی استفاده می‌شود زیرا باندهای باریک طیفی جذب گازی بسیاری در ناحیه طول موج فرابنفش نامرئی و فرورسرخ وجود دارد.

تا اینجا از طول موجهای بالاتر از فرورسرخ گرمایی، که امواج رادیویی^۶ و میکروویو^۷ نامیده می‌شوند، صحبتی به میان نیامد. این کوتاهی بدین دلیل است که چنین تابشهایی با طول موج بلند نسبت به ترکیب شیمیایی در مقایسه با شکل فیزیکی و ابعاد یک جسم حساس نیستند. این بدین معنی است که طول موجهای بلند در مطالعات سنجش از دور زمین‌شناسی اکتشافی بکار گرفته نمی‌شوند، زیرا این طول موجها واقعاً در این مطالعات حائز اهمیت نیستند. اگر چه امواج میکروویو به همراه امواج فرورسرخ بصورت غیرفعال^۸ به شکل گرمای حاصل از اجسام قابل تشخیص‌اند، اما می‌توانند بصورت مصنوعی به جسم تابیده شوند و سپس بخش بازتابیده آن می‌تواند برای دریافت تصاویری از جسم آشکارسازی شود. این نوع سنجش میکروویو فعال^۹، رادار^{۱۰} نامیده می‌شود و در طی جنگ جهانی دوم برای تشخیص هواپیماهای در حال پرواز در شب یا روز و یا در هر آب و هوایی مورد استفاده قرار گرفتند، زیرا پرتوهای رادار از درون ابر یا تاریکی قابل ارسال هستند. رادار با بازه دید جانبی وسیع^{۱۱} (SLAR) برای تصویربرداری از زمین تحت هر شرایط جوی و زمانی ساخته شد (ریوز^{۱۲} و همکاران، ۱۹۷۵) و

-
- 1 - Kupiec
 - 2 - Hyperspectral
 - 3 - Opaque
 - 4 - Bathymetry
 - 5 - Sea Surface Temperature
 - 6 - Radio
 - 7 - Microwave
 - 4 - Passive
 - 9 - Active
 - 10 - Radar
 - 11 - Side – Looking Aperture Radar
 - 12 - Reeves

در دهه ۱۹۶۰ رادار با دهانه ترکیبی^۱ در آزمایشگاه ویلوران دانشگاه میشیگان بعنوان وسیله‌ای که می‌توانست گستره وابستگی تصاویر رادار را برطرف کرده و شباهت بیشتری از لحاظ هندسی بین این تصاویر و عکسهای هوایی ایجاد کند، ساخته شد.

در کاربردهای زمینی، رادار در موارد گوناگونی مانند نقشه‌برداری و تعیین گسترش سیلاب در صورت ابری بودن هوا، نقشه‌برداری زمین‌شناسی ساختمانی و استخراج مدل ارتفاعی رقومی در مناطق ابری که تصاویر برجسته مرئی با دقت خیلی بالا در دسترس نیست، و برای تعیین تغییرات جزئی ارتفاعی ناشی از زمین لرزه (پلتزر^۲ و روزن^۳، ۱۹۹۵) حائز اهمیت هستند. در مطالعات اقیانوسشناسی، بر اهمیت رادار در به نقشه درآوردن چرخه‌ها و جریانهای اقیانوسی دائماً افزوده می‌شود و گاهی نیز به جای یک تصویربردار، بعنوان یک ارتفاع‌سنج ساده، و همچنین برای نقشه‌برداری یخ دریا و لکه‌های نفتی شناور بر روی سطح اقیانوس استفاده می‌شود.

ماهیت امواج الکترومغناطیس

برای تفسیر داده های دور سنجی داشتن اطلاعات جامع و وسیع در مورد فیزیک فرآیندهای تولید و سازوکار انتشار امواج الکترومغناطیس الزامی نیست. تمامی اشکال امواج الکترومغناطیس از جمله نور، رفتاری مشابه امواج و همچنین ذرات ماده دارند و بشکل بسته های فوتون منتشر می شوند. ماده و انرژی قابل تفکیک از هم نیستند و می توانند طبق رابطه معروف انیشتن به یکدیگر تبدیل شوند.

$$E = mC^2$$

که E انرژی، m جرم و C سرعت نور در خلاء می باشد.

اکثر امواج نظیر صدا و ریلپهای^۴ سطح آب توسط حرکت ذرات ماده منتشر می شوند. امواج الکترومغناطیس بشکل افقی منتشر می شوند و در جهت عمود بر مسیر حرکت دارای ارتعاش می باشند و می توانند ذرات موجود در مسیر خود را تحت تاثیر قرار دهند و باعث تغییر خواص الکتریکی، ارتعاش و چرخش آنها شوند. هر ذره ای از امواج الکترومغناطیس

1 - Synthetic Aperture Radar

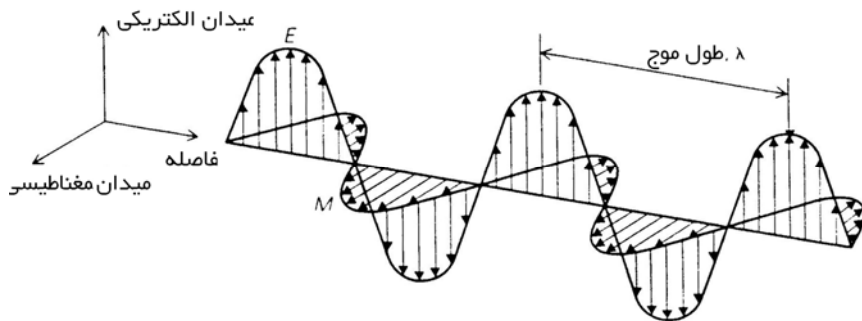
2 - Peltzer

3 - Rosen

4 - Ripple

دارای یک میدان الکتریکی و مغناطیسی عمود بر یکدیگر و عمود بر جهت حرکت می باشند (شکل ۱-۱). هر کدام از این میداين بشکل یک تابع سینوسی نوسان می کنند. در این نوع از امواج، فاصله بین دو قله مجاور در یک موج سینوسی طول موج (λ) و تعداد ارتعاشاتی که در یک ثانیه از یک نقطه ثابت می گذرد بسامد (ν) نامیده می شود و طبق رابطه زیر با یکدیگر در ارتباط می باشند:

$$\lambda \nu = C \quad \text{رابطه ۱-۱}$$



شکل ۱-۱) امواج الکترومغناطیس دارای دو میدان مغناطیسی و الکتریکی عمود بر جهت حرکت و عمود و بر یکدیگر نیز هستند و بشکل یک تابع سینوسی می باشند.

ارتعاشات الکتریکی و مغناطیسی همراه یک فوتون الکترومغناطیس می توانند در هر جهتی و عمود بر یکدیگر و همچنین عمود بر جهت حرکت باشند. اگر میداين تمامی فوتونها در یک جهت باشند، نور پلاریزه نامیده می شوند که واژه ای آشنا برای تمامی زمین شناسان می باشد. بسامد یا طول موج امواج الکترومغناطیس تابعی از انرژی است و طبق قانون پلانک^۱ بصورت زیر بیان می شود:

$$E = \nu h = Ch / \lambda$$

که h ثابت پلانک و برابر با 6.62×10^{-34} js می باشد. طبق این رابطه فوتونها با طول موج کوتاهتر یا بسامد بالاتر دارای انرژی بیشتری می باشند. یکی دیگر از خصوصیات امواج

الکترومغناطیس، شدت^۱ آنها است که معادل درجه روشنایی امواج مرئی می باشد و بیانی از تعداد ذرات انرژی در یک سطح ثابت و یا بلندی میدین الکتریکی و مغناطیسی می باشد. بر این اساس ذرات با طول موج بالاتر باید به مقدار بیشتری به یک آشکارساز برسند تا نسبت به ذرات با طول موج کوتاهتر حساسیت یکسانی ایجاد کنند. نتیجه اینکه، سیستمهایی که با امواج طول موج بالا کار می کنند باید امواج را از یک هدف گسترده جمع آوری کنند و یا مدت زمان بیشتری را برای دریافت امواج صرف کنند. درک این موضوع برای فهم قدرت تفکیک و دریافت امواج الکترومغناطیس از سطح مواد و جدایش آنها از نویزها بسیار اساسی است.

برهمکنش تابش الکترومغناطیس با مواد طبیعی سطح زمین

درک نحوه برهمکنش امواج الکترومغناطیس با مواد سطح زمین، از نکات اساسی است که متخصصان سنجش از دور را قادر می سازد مواد مختلف روی سطح زمین را از یکدیگر تفکیک کنند. پس از برخورد امواج الکترومغناطیس با مواد؛ ممکن است این امواج از درون ماده عبور کنند، جذب آن شوند و یا از سطح آن بازتابیده شوند، مقدار جذب و یا عبور زمانی قابل سنجش است که ماده هدف بین حسگر و منبع نور قرار داده شود. برای سنجش بازتاب از سطح جسم حسگر و منبع نور هر دو در یک طرف جسم قرار داده می شوند. در سنجش از دور طیف پیوسته ای از امواج الکترومغناطیس مورد استفاده قرار داده می شود که از سطح مواد بازتابیده شده اند. یک پرتوالکترومغناطیس با طول موج مشخص $(EI)_\lambda$ در اثر برهمکنش با یک ماده طبق اصل قانون بقای انرژی به امواج بازتابیده $(ER)_\lambda$ ، جذب شده $(EA)_\lambda$ و عبوری $(ET)_\lambda$ بصورت زیر تقسیم می شود:

$$(EI)_\lambda = (ER)_\lambda + (EA)_\lambda + (ET)_\lambda \quad \text{رابطه ۱-۲}$$

با تقسیم کردن رابطه فوق به $(EI)_\lambda$ ؛ بیانی از خصوصیات ماکروسکوپی ماده بر حسب نسبت بین $(ER)_\lambda$ ، $(EA)_\lambda$ و $(ET)_\lambda$ حاصل می شود.

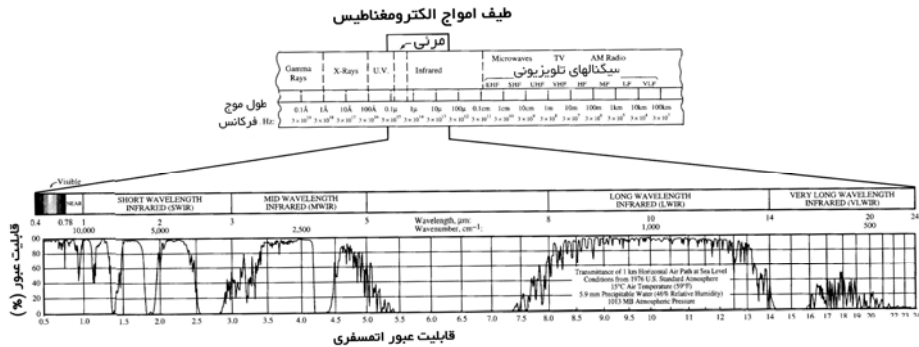
$$(ER / EI)_\lambda + (EA / EI)_\lambda + (ET / EI)_\lambda = 1 \quad \text{رابطه ۱-۳}$$

که $(ER/EI)_\lambda$ ضریب بازتاب $(Q)_\lambda$ ، $(EA/EI)_\lambda$ ضریب جذب $(a)_\lambda$ و $(ET/EI)_\lambda$ ضریب عبور $(\tau)_\lambda$ در یک طول موج خاص می باشد و:

$$Q_\lambda + a_\lambda + \tau_\lambda = 1 \quad \text{رابطه ۴-۱}$$

بنابراین مواد در طول موجهای مختلف امواج الکترومغناطیس دارای خواص ظاهری متفاوتی می باشند و یا به عبارتی دیگر خصوصیات ظاهری هر ماده ای وابسته به طول موجی است که آن ماده مورد بررسی قرار داده می شود. این موضوع در سنجش از دور دارای حساسیت خاصی است و همواره باید توجه داشته باشید که طول موج مورد استفاده برای مشاهده جسم چه خصوصیتی ظاهری را به جسم مورد مطالعه می بخشد.

طیف کامل امواج الکترومغناطیس در شکل ۲-۱ نشان داده شده است. فوتونهای کوتاهترین طول موج (کمتر از یک انگستروم^۱ یا ۰/۰۰۰۱ میکرون) پرتوهای گاما^۲ هستند که با تغییرات حالت انرژی نوترونها^۳ یا پروتونهای^۴ هسته اتم منتشر و یا جذب می شوند. بنابراین پرتوهای گاما منحصراً اطلاعاتی در مورد هسته اتم در اختیار ما قرار می دهند.



شکل ۲-۱) طیف امواج الکترومغناطیس (مرکز تحقیقات هوگز سانتاباربارا، ۱۹۹۱).

- 1 - Angestrum
- 2 - Gamma
- 3 - Neutron
- 4 - Proton

همچنین پرتوهای آلفا و بتا و نوترون نیز اطلاعاتی در مورد هسته اتم در اختیار ما قرار می‌دهند؛ ولیکن این پرتوها فوتونهای بدون جرم نیستند بلکه ذرات در حال حرکت می‌باشند.

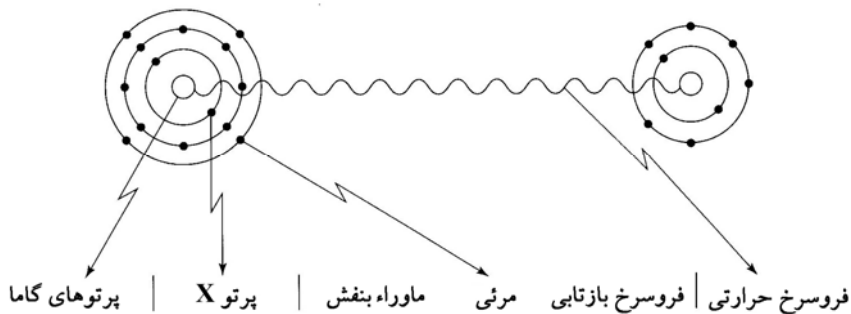
پرتوهای X دومین گروه از تابشهای الکترومغناطیس با طول موج کوتاه (از 0.001 تا 0.1 میکرون) هستند که از فوتونهای منتشره یا جذب شده از لایه داخلی اتمها تشکیل می‌شوند. فوتونهای بازتابی امواج فرابنفش (0.1 تا 0.4 میکرون)، مرئی (0.4 تا 0.67 میکرون) و فرورسرخ (0.67 تا 1.0 میکرون بعنوان فرورسرخ نزدیک و 1.0 تا 3.0 میکرون بعنوان فرورسرخ با طول موج کوتاه یا SWIR¹) بواسطه تغییر حالت انرژی الکترونهای پوسته خارجی یونهای فلزات انتقالی²، که در جایگاه‌های پراکنده‌ای در ساختمان بلورین یک جسم جامد قرار دارند؛ منتشر یا جذب می‌شوند. بنابراین محدوده طول موجهای مرئی و فرورسرخ که در نور بازتابی خورشید (0.4 تا 3.0 میکرون) اکثریت هستند، دارای اطلاعاتی از مقدار فلزات انتقالی می‌باشند. فلزات انتقالی شامل: آهن، نیکل، روی، مس، منگنز، کروم، تیتانیوم، وانادیوم، کبالت و اسکاندیم هستند و بواسطه پرشدگی بخشی سطوح انرژی 4S, 3d آنها، رنگدانه‌های³ طبیعت بشمار می‌آیند (در این مورد فلز روی یک استثناء است، زیرا هر دو سطح انرژی آن کاملاً پر شده است). یونهای آهن فریک (Fe^{+3}) که رنگهای قرمز، زرد، پرتقالی، ارغوانی و زنگاری خاکها و سنگها به دلیل حضور آنست، مهمترین رنگدانه طبیعت می‌باشد. یونهای آهن فرو (Fe^{+2}) و یونهای مس (Cu^{+2}) عامل اصلی رنگهای سبز و آبی سنگها و خاکها می‌باشند.

جذب و انتقال الکترونی بعضی باندها در ناحیه فرورسرخ بازتابی (0.67 تا 3.0 میکرون) صورت می‌گیرد. ناحیه طول موج $1/4$ تا $4/0$ میکرون دارای باندهای ترکیبی و طنین بالای بعضی باندهای ارتعاشی اولیه است که در ناحیه طول موج $2/5$ تا 14 میکرون رخ می‌دهد. تابش خورشیدی در ناحیه طول موج مرئی به حداکثر می‌رسد و به سمت طول موج 3 میکرون سریعاً کاهش پیدا می‌کند. سطح زمین در دمای حدود 25° ، حداکثر تابش فرورسرخ گرمایی⁴ با طول موج نزدیک 10 میکرون را منتشر می‌سازد و مقدار انتشار به سمت طول موج $3/0$ میکرون کاهش می‌یابد. بنابراین در این دما طول موج $3/0$ میکرون تقریباً نقطه متعادل بین ناحیه طول موج فرورسرخ گرمایی و فرورسرخ بازتابی است.

-
- 1 - Short Wavelength Infra Red
 - 2 - Transition Metals
 - 3 - Pigments
 - 4 - Thermal Infra Red

در شکل ۱-۲ ناحیه طول موج $3/0$ تا $5/0$ میکرون بعنوان فروسرخ با طول موج متوسط (MWIR)^۱ و ناحیه طول موج $8/0$ تا $14/0$ میکرون بعنوان فروسرخ با طول موج بلند (LWIR)^۲ منظور شده است. ناحیه طول موج $5/0$ تا $8/0$ میکرون نامگذاری نشده است، زیرا جو زمین بطور کامل تابشهای الکترومغناطیس این ناحیه را جذب می‌کند. ناحیه فروسرخ گرمایی با طول موج خیلی بلند (VLWIR)^۳ از 14 تا 1000 میکرون ($0/1$ سانتی متر) گسترش دارد.

در ناحیه طول موج فروسرخ گرمایی؛ حرکت‌های پیچشی، چرخشی و ارتعاشی در بین یونهای یک ماده وجود دارد که باعث جذب یا نشر فوتونها می‌شود. بنابراین، فوتونهای فروسرخ گرمایی (LWIR, MWIR) اطلاعاتی در مورد مولکولها (نیروهای پیوندی بین اتمی) در اختیار ما قرار می‌دهند در صورتیکه ناحیه طول موجهای کوتاهتر بررسی شده، اطلاعاتی در مورد عناصر (انتقالات الکترونی درون اتمی) به ما می‌دهند. ناحیه طول موج فروسرخ گرمایی بویژه برای سنجش از دور زمین‌شناسی مفید است زیرا باندهای متعدد فروسرخ گرمایی با پهنای متوسط اطلاعاتی در مورد ترکیب کانی‌شناسی سنگها و خاکها در اختیار ما می‌گذارند، در صورتیکه یک باند فروسرخ گرمایی با پهنای زیاد تنها می‌تواند اطلاعاتی از سردی و یا گرمی جسم به ما بدهد. شکل ۱-۳ روابط بین ناحیه طیفی و منشأ فیزیکی اطلاعات ترکیبی که در سنجش از دور چندطیفی بکار می‌رود را خلاصه‌وار نشان می‌دهد.



شکل ۱-۳) رابطه بین ناحیه طیفی و نوع اطلاعات ترکیبی مورد استفاده در سنجش از دور چندطیفی (وینسنت، ۱۹۹۶).

- 1 - Mid Wavelength Infra Red
- 2 - Long Wavelength Infra Red
- 3 - Very Long Wavelength Infra Red

ناحیه میکروویو^۱ از طول موج ۱۰۰۰ میکرون (۰/۱ سانتی متر) شروع شده و تا طول موج حدود ۱۰ متر (در محدوده طول موجهای تلویزیونی، شکل ۱-۲) ادامه می‌یابد. امواج رادیویی طول موجی بیشتر از ۱۰ متر دارند. امواج باند X و باند L رادار به ترتیب طول موجی حدود ۰/۳ و ۲۷/۰ سانتیمتر دارند. تمامی نواحی طول موج بالاتر از ناحیه فرسرخ گرمایی اطلاعات کمی در مورد ترکیب در اختیار قرار می‌دهند، ولیکن می‌توانند اطلاعات زیادی در مورد دما و ناهمواری زمین یا اندازه ذرات به ما بدهند (مثلاً اینکه این ذرات بولدر^۲، گراول^۳، ماسه یا رس هستند). امواج میکروویو غیرفعال یا فعال (رادار) می‌توانند از میان ابرهای ضخیمی عبور کنند که دیگر نواحی طول موجهای مورد استفاده در دورسنجی قدرت نفوذ در آن را ندارند.

اثرات اتمسفر

اتم‌سفر کره زمین علاوه بر اکسیژن و نیتروژن دارای مقادیر زیادی بخار آب، ازن و دی اکسیدکربن می‌باشد. تمامی این متشکلین دارای بر همکنش با امواج الکترومغناطیس می‌باشند که نتیجه آن تغییر خصوصیات ارتعاشی و چرخشی آنها می‌باشد و واضح ترین اثر آن جذب این امواج در طول موجهای مشخصی می‌باشد. شکل ۱-۲ نشان می‌دهد که حدود ۵۰ درصد طیف امواج الکترومغناطیسی قابل استفاده نیستند زیرا نمی‌توانند از اتمسفر کره زمین عبور کنند و به سطح آن برسند. در مورد امواج گاما منتشر شده از پوسته زمین، تنها با پرواز به فاصله نزدیک از سطح؛ انرژی آن می‌تواند دریافت و سنجیده شود.

دیگر مشکلی که در سنجش از دور با آن مواجه هستیم، آسمان آبی می‌باشد که باعث انتشار و پخش پرتوهای الکترومغناطیس می‌شود و پراکنش^۴ نامیده می‌شود. نوع پراکنش با توجه به اندازه ذرات موجود در جو متفاوت می‌باشد. موقعیکه امواج الکترومغناطیس با ذرات کوچکتر از طول موج خود، مانند مولکولهای اکسیژن و نیتروژن، برخورد می‌کنند، درجه پراکنش متناسب با عکس توان چهارم طول موج می‌باشد و پراکنش ریلی^۵ خوانده می‌شود. بنابراین، اثرات پراکنش ریلی برای امواج با طول موج کوتاهتر بیشتر است و بدین لحاظ است که آسمان آبی بنظر می‌رسد.

-
- 1 - Microwave
 - 2 - Bolder
 - 3 - Gravel
 - 4 - Scattering
 - 5 - Rayleigh

در صورتیکه ذرات موجود در جو و طول موج امواج الکترومغناطیس هم اندازه باشد (مانند ذرات بزرگ آب و بخار) پدیده می^۱ رخ می دهد. این پدیده طوج های بلندتر از آبی را تحت تاثیر قرار می دهد و در شرایط آب و هوای مرطوب و یا غبارآلوده بوقوع می پیوندد. ذرات بزرگتر از دو مورد قبلی مانند ذرات آئروسول^۲ یا ذرات مه، طول موجهای مرئی و فروسرخ را تحت تاثیر قرار می دهند و باعث پراکنش آنها می شوند.

تمامی موارد فوق بیانگر این مطلب است که جو زمین تاثیر زیاد و غیرقابل اجتنابی بر روی داده های دور سنجی دارد. همچنین مشخص می شود که بخشی از طیفهای امواج الکترومغناطیس می توانند از جو، دور سنجی سطح زمین را به محدوده مشخص محدود می کند که پنجره های اتمسفری^۳ نامیده می شوند. (شکل ۱-۴).

این پنجره های اتمسفری، سنجش از دور را در ناحیه امواج فرابنفش، مرئی و فروسرخ در گستره ۰/۳ تا ۲/۵ میکرون و همچنین نواحی امواج فروسرخ گرمایی در گستره ۳/۰ تا ۵/۰ میکرون، ۸/۰ تا ۱۴/۰ میکرون و ۱۶/۰ تا ۲۱/۰ میکرون محدود می سازد. در این مورد استثناهایی وجود دارند که عبارتند از: چند باند جذبی آب در محدوده فروسرخ، یک باند باریک دی اکسیدکربن با طول موج ۴/۲ میکرون، باند ازن با طول موج ۹/۴ میکرون و باندهای آب متعدد در ناحیه طول موج ۱۶/۰ تا ۲۱/۰ میکرون.

بازتابش طیفی از سطح زمین و سنجش آن توسط حسگرهای چند طیفی

بمنظور ساده سازی، فرض می شود که تمام مواد طبیعی سطوح لامبرتی^۴ دارند و در فصل دوم بعنوان یک سطح انتشاری کامل که نور را بطور مساوی به تمام جهات نیمکری بالای سطح بازمی تابانند، توصیف می شوند. این فرض در مورد خاکها و سنگها در مقایسه با درختان و آب منطقی تر است زیرا خاکها و سنگها رفتاری کاملاً متفاوت با رفتار لامبرتی دارند.

وقتی ترکیب شیمیایی مهمترین پارامتر به شمار رود، نادیده گرفتن تفاوت های روشنایی بین بازتابش های طیفی مواد در هر طول موج مشخص و افزایش درجه روشنایی در طول موجهای متفاوت، مفید می باشد. ساده ترین و درست ترین روش برای دست یافتن به این هدف، نسبت

1 - Mie

2 - Aerosol

3 - Atmospheric Window

4 - Lambert

طیفی^۱ است. نسبت طیفی، تقسیم بازتابش ثبت شده در یک ناحیه طول موج به بازتابش ثبت شده در ناحیه دیگری از طول موج برای یک نقطه در سطح زمین (در مورد داده‌های سنجش از دور) یا در روی یک نمونه (در مورد نمونه‌های آزمایشگاهی) می‌باشد. اغلب به جای بازتابش، یک پارامتر متناسب با بازتابش به ثبت می‌رسد که در این حالت نسبت طیفی برابر با نسبت پارامتر طیفی ثبت شده در یک طول موج به همان پارامتر ثبت شده در طول موجی دیگر می‌باشد. چندین الگوریتم پردازش تصویر وجود دارد که این نسبت طیفی را بدست می‌آورد که بعضی از آنها شامل تقسیم بازتابش در یک ناحیه طول موج به بازتابش میانگین محدوده وسیعی از طول موج می‌باشد (نوعی از نسبت طیفی) و بعضی دیگر از مشتق اول طیف بازتابی استفاده می‌کنند (شامل تغییر بازتابش بعنوان تابعی از طول موج).

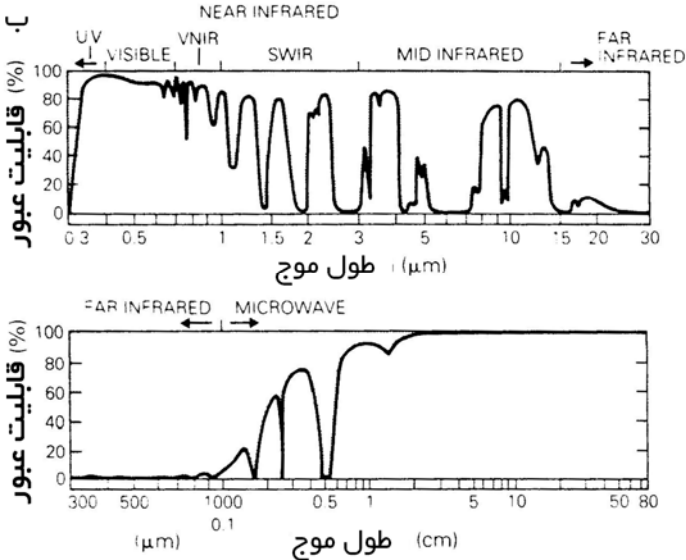
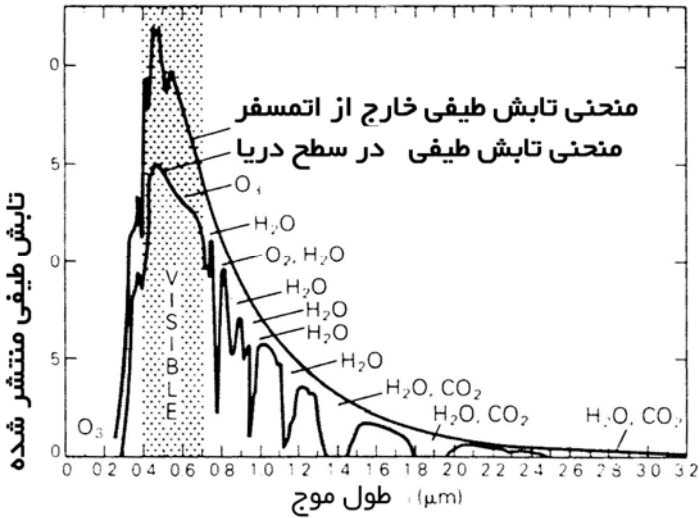
سنگها مجموعه‌ای از کانیها هستند که در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند و یا توسط سیمانی (عموماً از جنس سیلیس یا کربنات کلسیم) بهم متصل شده‌اند. دانه‌های نامتراکم، شبیه یک ساحل ماسه‌ای، توسط حفره‌هایی از هوا یا آب از یکدیگر جدا شده‌اند. حتی موقعیکه اندازه دانه‌های یک ساحل برابر با اندازه دانه‌های یک سنگ باشد، بدلیل نوع مادهٔ پرکننده فضای بین دانه‌ها، تفاوتی بین آنها وجود دارد.

بمنظور بررسی اثر چندین کانی بر روی بازتابش، ساده‌ترین حالت را که در آن یک محیط ویژه از چندین کانی تشکیل شده و فضای بین آنها را هوا پر کرده است، در نظر می‌گیریم. با استفاده از ترکیب خطی طیف بازتابی هر کانی در ضریبی متناسب با مساحتی که هر کانی از سطح کل نمونه اشغال می‌کند، ضرب می‌شود. بدین ترتیب می‌توانیم بازتابش طیفی یک نمونه مرکب از چندین کانی را تخمین بزنیم. معادله زیر چنین تخمینی را برای بازتابش طیفی کلی یک نمونه تشکیل شده از چندین کانی را در طول موج λ شرح می‌دهد:

$$R^T(\lambda) = \sum_{i=1}^n f_i R_i^T(\lambda) \quad \text{رابطه ۱-۵}$$

که:

الف



شکل ۱-۴) گازهای مختلف جوی انرژی خورشیدی را در طول موجهای متفاوت جذب می کنند. در نتیجه، منحنی تابش خورشیدی اندازه گیری شده در خارج از جو زمین (منحنی بالای شکل الف) و منحنی تابش اندازه گیری شده در سطح زمین (منحنی پائین شکل الف) تفاوت زیادی با هم دارند. انرژی در دسترس برای دورسنجی در سطح زمین به پنجره های جوی متعددی تقسیم می شود که مواد سطح زمین صرفاً می توانند در محدوده طول موج این پنجره ها مشاهده شوند.

ادامه شکل ۱-۴) در شکل ب پنجره های جوی برای بخش قابل استفاده امواج الکترومغناطیس در فعالیتهای دورسنجی با مقیاس لگاریتمی نشان داده شده اند. این دو نمودار همراه با خصوصیات طیفی مواد طبیعی، مبانی طراحی سیستمهای سنجش از دور را شکل می دهند.

$$\sum_{i=1}^n f_i = 1.0$$

که: f_i درصد یا کسری از سطح نمونه که توسط کانی i دربرگرفته شده است.

n تعداد کل کانیهای تشکیل دهنده نمونه

$R_i^T(\lambda)$ بازتابش طیفی (مجموع بازتابش آینه‌ای و حجمی) کانی i به تنهایی در طول موج λ .

موقعیکه اندازه دانه‌ها و فضای بین دانه‌ها کوچکتر از فاصله‌ای باشد که پراکنش و تداخل تابش الکترومغناطیس رخ می‌دهد، این ترکیب خطی اعتبار خود را از دست می‌دهد (این فاصله تقریباً کمتر از پنج برابر طول موج تابش الکترومغناطیس است). همچنین اگر کانیهایی که از لحاظ نوری ضخیم یا نازک هستند در یک مجموعه قرار بگیرند، این الگو اعتبار خود را از دست خواهد داد (هیپک^۱، ۱۹۹۳).

بمنظور تعیین نحوه درخشندگی سطح خاک یا سنگ و چگونگی سنجش انرژی بازتابی از سطح آن، می‌بایستی واژه‌های بازتابش دیگری تعریف کنیم. بنیادی‌ترین واژه برای بازتابش که در این کتاب استفاده خواهیم کرد تحت عنوان "بازتابش نیم‌کره‌ای طیفی"^۲ یا "بازتابش انتشاری"^۳ است که بصورت زیر تعریف می‌شود:

$\rho^h(\lambda)$ تابش الکترومغناطیس بازتابی تقسیم بر تابش برخوردی (با این فرض که تابش برخوردی و بازتابی برای هر زاویه‌ای در روی نیمکره قرارگرفته بر روی سطح نمونه ثابت است).

بمنظور درک طیفهای آزمایشگاهی که در فصل بعد آورده شده‌اند، باید دو واژه بازتابش دیگر تعریف کنیم. در شکل ۱-۵ تفاوت بین این دو واژه و بازتابش نیمکره‌ای (بازتابش انتشاری) توضیح داده شده است. در بازتابش نیمکره‌ای جهت‌دار^۴، نمونه توسط تابش الکترومغناطیسی با زاویه کم درخشان می‌شود، و از این‌رو جهت‌دار نامیده می‌شود؛ در صورتیکه

-
- 1 - Hapke
 - 2 - Spectral Hemispherical Reflectance
 - 3 - Diffuse Reflectance
 - 4 - Directional

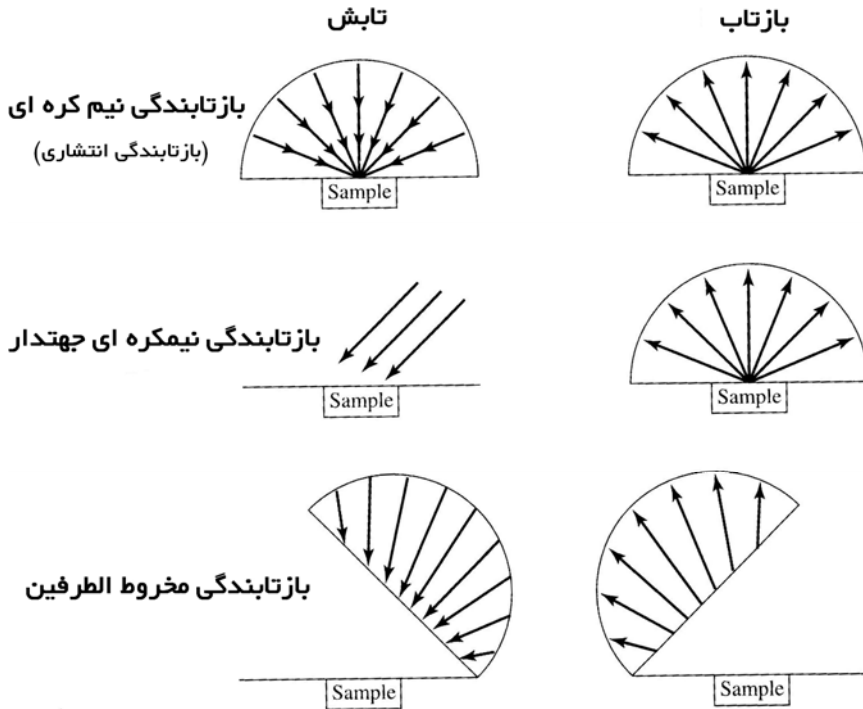
نور بازتابی با زاویه‌ای از مضرب متغیر π جمع‌آوری می‌شود، و از اینرو نیمکره‌ای نامیده می‌شود؛ که در آن کف نیمکره بر روی سطح میانگین نمونه و به موازات آن قرار دارد. در اندازه‌گیری بازتابش مخروط‌الطرفین^۱، درخشندگی و دریافت پرتوهای الکترومغناطیس زاویه‌ای از مضرب متغیر π دارند ولیکن کف مخروط درخشندگی و مخروط دریافتی با خط عمود بر سطح نمونه زاویه می‌سازند. در عوض مخروط‌های درخشندگی و دریافت، بترتیب بر روی زوایای برخورد و بازتاب آئینه‌ای متمرکز می‌شوند که این زوایا، برابر با هم و در دو جهت مخالف خط عمود بر سطح نمونه قرار دارند. این دو نوع بازتابش با هم متفاوت هستند. پراکنش پیشرو^۲ درون نمونه تنها در مورد بازتابش مخروط‌الطرفین وجود دارد زیرا نیمکره دریافت تقریباً بر روی زاویه بازتاب متمرکز است و می‌تواند تا زیر سطح نمونه ادامه پیدا کند، در صورتیکه هیچ پراکنش پیشروی درون نمونه برای بازتابندگی نیمکره جهت‌دار ثبت نمی‌شود زیرا نیمکره دریافت بر روی خط عمود بر سطح نمونه متمرکز می‌شود و تا زیر سطح نمونه ادامه نمی‌یابد.

طیف سنگها که در فصل بعدی آورده شده است، برای ناحیه طول موجهای $3/0-0/4$ میکرون و $3-15$ میکرون بازتابش نیمکره‌ای جهت‌دار می‌باشد. سالیسبوری (۱۹۹۳) با استفاده از سنجش بازتابش نمونه‌های سنگ با آرایش هندسی نیمکره جهت‌دار و مخروط‌الطرفین، نشان داد که بجز در مورد یک ضریب که کاملاً مستقل از طول موج است، این دو نوع طیف بسیار شبیه‌هم هستند. اگر از یک حلقه اتصالی بر روی طرح مخروط‌الطرفین بمنظور از بین بردن اثرات پراکنش پیشرو استفاده شود، این مشابهت کاملاً حفظ می‌شود.

اگر $\rho(\lambda)$ بازتابش نیمکره‌ای جهت‌دار باشد، بازتابش انتشاری (یا بازتابش نیمکره‌ای) سطح یک سنگ یا کانی با رابطه زیر بیان می‌شود:

$$\rho^h(\lambda) = b\rho(\lambda) \quad \text{رابطه ۱-۶}$$

b ثابتی است که برابر با $\pi/d \Omega_i \cos\theta_i$ برای یک سطح لامبرتی است (یک سطح انتشار کامل که نور را در تمام زوایای یک نیمکره به مقدار مساوی بازتاب می‌دهد).



شکل ۱-۵) دیاگرامهای هندسه تابش و بازتاب برای: الف- بازتابش نیمکره‌ای، ب- بازتابش نیمکره‌ای جهت‌دار، و ج- بازتابش مخروطی‌الطرفین (وینسنت، ۱۹۹۶).

θ_i زاویه برخورد و $d\Omega_i$ زاویه قطع شده توسط تابش برخوردی در دستگاه سنجش نیمکره‌ای جهت‌دار است. اگر $\rho^c(\lambda)$ بازتابش مخروطی‌الطرفین باشد، که در فصل بعدی طیف محدوده $2/0-25/0$ میکرون را نشان می‌دهد، بازتابش انتشاری برای یک سطح لامبرتی با رابطه زیر بیان می‌شود:

$$\rho^h(\lambda) = b' \rho^c(\lambda) \quad \text{رابطه ۱-۷}$$

b' ثابتی است که برای اسپکترومترهای مخروطی‌الطرفین مختلف، متفاوت است. عدم وابستگی b و b' به طول موج با این فرض که مواد طبیعی در تمامی طول موجها دارای سطوح لامبرتی هستند، و اینکه استانداردهای بازتابش در هر دو مورد از نظر طیفی مسطح می‌باشند (بازتابش ثابت در کل ناحیه طول موج بکار رفته) دارای اهمیت است. این فرضیات در

مورد رفتار طیفی اکثر مواد زمینی، بجز آب و بعضی از انواع پوششهای گیاهی مثل درختها که سطوح غیرلامبرتی دارند، صادق می‌باشند.

دو نکته دیگر باید به مطالب فوق افزوده شود. اول اینکه، با وجودیکه بازتابش طیفی اولین پارامتر نورشناختی است که برای تمامی طول موجها بحث شد، نتیجه پارامتر نورشناختی در ناحیه طول موج فرورسرخ گرمایی، نشر طیفی است که مکمل بازتابش طیفی تحت شرایط تعادل گرمایی می‌باشد. تحت شرایط هم‌دما^۱ (سطح موردنظر نه گرما می‌دهد و نه گرما می‌گیرد)، از قانون کیرشف^۲ رابطه زیر نتیجه می‌شود:

$$\varepsilon(\lambda) = 1 - \rho^h(\lambda) \quad \text{رابطه ۸-۱}$$

که:

$\varepsilon(\lambda)$ نشر طیفی.

دوم اینکه؛ تمامی کانیها و سنگها چنانچه ترکیب شیمیایی مشابهی داشته باشند، در یک روش عملی نمی‌توانند به یک سبک تشخیص داده شوند. بعضی کانیها و سنگها باندهای جذبی مشخص تری نسبت به دیگر کانیها و سنگها دارند و یا باندهای جذبی آنها در محل‌های طیفی مناسبتری نظیر درون یک پنجره جوی یا جاییکه دیگر مواد معمول باندهای جذبی نشان نمی‌دهند، واقع می‌شوند. بعلاوه، سامانه‌های دریافت داده‌های سنجش از دور موجود، داده‌های چندطیفی بعضی باندهای طیفی، نظیر باندهای طیفی فرورسرخ گرمایی مضاعف که دارای اطلاعات ترکیبی مهمی هستند، را دریافت نمی‌کنند. در نتیجه، روشهای سنجش از دور چندطیفی می‌توانند بهتر از دیگر روشها، مواد با ترکیب شیمیایی متفاوت را تشخیص دهند.

تجهیزات سنجش از دور مستقیماً قادر به سنجش بازتابندگیهای طیفی نیستند ولی درعوض قدرت تابش الکترومغناطیسی را که از هدف ساطع شده و به آشکارساز برخورد می‌کند، اندازه می‌گیرند. این قدرت، p_i ، دارای واحد وات^۳ است و با معادله زیر بیان می‌شود:

$$\rho_i = L_\lambda \Delta \omega \Delta \lambda \quad \text{رابطه ۹-۱}$$

که:

1 - Isothermal
2 - Kirchhoff
3 - Watts

L_λ تابش طیفی کلی در دسترس یک حسگر چندطیفی در فاصله‌ای بالای کره زمین، در واحد انرژی بر واحد زمان (برحسب وات)، در واحد سطحی که در یک لحظه روی زمین مشاهده می‌شود (برحسب مترمربع و پیکسل نامیده می‌شود)، در واحد زاویه‌ای (برحسب رادیان) که در فاصله‌ای بالای زمین به حسگر برخورد کرده، در واحد طول موج (برحسب میکرون).

$\Delta\omega$ آزمون حسگر

$\Delta\lambda$ محدوده طول موج (برحسب میکرون) که توسط حسگر فیلتر شده است.

سپس می‌باید L_λ را در نظر بگیریم که نشان می‌دهد نور خورشید چه مقدار سیمای مواد سطح زمین را روشن می‌سازد، این صور زمین چقدر گرما منتشر می‌سازند و جو چه مقدار نور را برای این دو نوع تابش الکترومغناطیس جذب و پراکنده می‌کند. یک سطح لامبرتی کاملاً صلب نور را بصورتی بازمی‌تاباند که تابش بازتابیده L'_λ (با واحد $\text{Watts/m}^2\text{-steradian}$) از آن سطح در هر زاویه بازتابشی با توجه به سطح عمود بر آن و برای هر زاویه آزمون ثابت است. تابش بازتابیده برابر با مقدار روشنایی است که چشم انسان در نواحی طول موج مرئی دریافت می‌کند. عبارت دیگر یک سطح لامبرتی روشنایی یکسانی در تمامی جهات دارد، یعنی اینکه این سطح نور یکسانی در تمامی زوایا در نیمکره‌ای که مرکز آن در روی عمود بر سطح نمونه است، بازمی‌تاباند.

شار شعاعی کلی (برحسب وات) بازتابیده بدرون نیمکره از یک سطح لامبرتی با مساحت dA توسط معادله زیر مشخص می‌شود:

$$\begin{aligned} d\phi_\lambda^h &= \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L'_\lambda dA (\cos\theta) (\sin\theta) (d\theta) (d\phi) \\ &= 2\pi \int_0^{\pi/2} L'_\lambda dA (\cos\theta) (\sin\theta) d\theta \\ &= \pi L'_\lambda dA \end{aligned} \quad \text{رابطه ۱-۱۰}$$

نسبت شار شعاعی بازتابیده کلی به شار شعاعی ضمنی در روی هدف، معرف بازتابندگی منتشره یا بازتابندگی نیمکره‌ای سطح هدف می‌باشد. در این نسبت فرض می‌شود تابش الکترومغناطیس ضمنی و تابش بازتابیده برای هر زاویه‌ای در روی نیمکره بالای صفحه نمونه ثابت است، و توسط معادله زیر نشان داده می‌شود:

$$\rho^h(\lambda) = \frac{d\phi_\lambda^h}{d\phi_\lambda^i} = \frac{\pi L_\lambda^r}{SE_\lambda} \quad \text{رابطه ۱-۱۱}$$

که:

S فاکتور بدون واحد سایه - شیب که برطبق درصد عضو تصویر (پیکسل) در هدفی که در سایه قرار دارد بین صفر و ۱/۰ متغیر است (S = 0) برای سایه ۱۰۰ درصد، S = ۰/۶ برای سایه ۴۰ درصد و...).

E_λ تابش طیفی خورشیدی برخوردی به هدف در طول موج λ با واحد $\mu\text{m} - \text{watts/m}^2$ تابش طیفی کلی، L_λ ، در دسترس برای یک حسگر چندطیفی در فاصله‌ای بالای زمین با معادله زیر بیان می‌شود:

$$L_\lambda = L_\lambda^r \tau(\lambda) + L_\lambda^e(\text{path}) + L_\lambda^e(T) \tau(\lambda) + L_\lambda^e(\text{Path})$$

$$= (1/\pi) SE_\lambda b \rho(\lambda) \tau(\lambda) + L_\lambda^r(\text{Path}) + L_\lambda^e(T) \tau(\lambda) + L_\lambda^e(\text{path}) \quad \text{رابطه ۱-۱۲}$$

که:

L_λ^r تابش طیفی آشکار شده که در جهت آشکارساز با طول موج λ بازتابیده شده. E_λ تابش طیفی خورشیدی مستقیم برخوردی به هدف در طول موج λ با واحد وات/مترمربع- میکرون.

b ضریب ثابت از معادله ۱-۶.

$\tau(\lambda)$ تراگسیلندگی جوی در طول موج λ ، عددی بین صفر و ۱/۰ در طول مسیر بین هدف و حسگر.

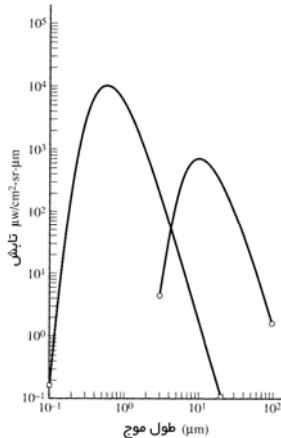
$\rho(\lambda)$ بازتابندگی طیفی هدف در طول موج λ که دارای اطلاعاتی از ترکیب شیمیایی هدف یا زمینه آنست.

$L_\lambda^r(\text{path})$ تابش مسیر طیفی جوی در طول موج λ ، که برای نوری که بدون برخورد به هدف به آشکارساز رسیده، بکار میرود.

$L_\lambda^e(T)$ تابش طیفی که در طول موج λ از هدف خارج می‌شود و به روشی که بعداً توضیح داده می‌شود، دارای $\rho^e(\lambda)$ است.

$L_\lambda^e(\text{path})$ تابش طیفی منتشره توسط جو در مسیر بین هدف و حسگر که در طول موجهای فروسرخ پراکنده شده است.

تابش طیفی خورشیدی، با این فرض که توسط یک جسم سیاه با دمای حاصل از نور خورشید منتشر و از سطح زمین بازتابیده شده، برابر با مقدار تابش طیفی گرمایی (یا گرمای سطح زمین) منتشره توسط یک جسم سیاه با دمای ۳۰۰ کلوین و طول موج تقریبی ۴ میکرون می‌باشد (شکل ۱-۶). این نتیجه‌گیری نشان می‌دهد که به فرض اینکه دمای زمین حدود ۲۷ درجه سانتیگراد (۳۰۰ کلوین یا ۸۰/۶ درجه فارنهایت) باشد، دو عبارت اول معادله ۱-۱۲ در طول موجهای کوتاه تقریباً ۴/۰ میکرون، حداکثر مقدار را داشته و دو عبارت بعدی در طول موجهای بلندتر از ۴/۰ میکرون، بیشترین مقدار را دارد. با این فرض که روشنایی خورشیدی بدون تغییر باقی بماند، اگر زمین گرمتر باشد، نقطه چلیپایی (که در آن دو عبارت اول برابر دو عبارت دوم است) به طول موج زیر ۴/۰ میکرون جابجا می‌شود، و اگر زمین سردتر باشد این نقطه به طول موج بلندتر از ۴/۰ میکرون جابجا می‌شود. در ادامه این موضوع، بمنظور ساده‌سازی فرض می‌کنیم که دو عبارت اول برای کاربردهای سنجش از دوری که حسگرهای آنها در طول موجهای کوتاهتر از ۴/۰ میکرون (نواحی مرئی و فروسرخ بازتابی) عمل می‌کنند، بکار می‌رود و دو عبارت بعدی برای کاربردهای سنجش از دوری که حسگرهای آنها در طول موجهای بلندتر از ۴/۰ میکرون (نواحی فروسرخ گرمایی) عمل می‌کنند، استفاده می‌شود. این یک فرضیه رایج، ولی اغلب ناگفته، در نوشتارهای سنجش از دور است.



شکل ۱-۶) تابش زمینی برای یک ناحیه با بازتابندگی مرئی- فروسرخ و انتشار فروسرخ گرمایی برای نورخورشید بازتابیده به ترتیب ۰/۲ و ۰/۸ از سطح زمین و گرمای منتشره از سطح زمین با دمای ۳۰۰ کلوین (با دمای خورشید ۶۰۰۰ کلوین) (ماکسول، ۱۹۹۴).

فیلم دوربین و سنجنده‌های حالت جامد که در نواحی طول موج مرئی و فروسرخ بازتابی عمل می‌کنند، بجز در مورد اهداف بطور غیرطبیعی گرم مثل شعله چاههای گاز، تجهیزات فلزی، آتشفشانها و نظیر آنها، تنها دو عبارت اول معادله ۱-۱۲ را مشخص می‌کنند. صرفنظر از این استثناها، معادله زیر برای نواحی طول موج مرئی و فروسرخ بازتابی قابل استفاده است:

$$L_{\lambda} = (1/\pi)SE_{\lambda}b\rho(\lambda)\tau(\lambda) + L_{\lambda}^r(path) \quad \text{رابطه ۱-۱۳}$$

عبارت تابش مسیر جوی، $L_{\lambda}^r(path)$ ، بواسطه دو نوع پراکنش حادث می‌شود (سیلوا^۱، ۱۹۷۸). پراکنش ریلی^۲ که عمدتاً حاصل مولکولهای هواست، دارای وابستگی طول موج λ^{-4} است و در ناحیه طول موج مرئی تأثیر بیشتری داشته و عاملی رنگ آبی آسمان است. دومین نوع پراکنش حاصل ذرات معلق در هواست و دارای وابستگی $\lambda^{-1.2}$ تا λ^{-2} در طول موجهای مرئی است. در اکثر نواحی فروسرخ بازتابی، تابش مسیر جوی بقدری کم است که در اکثر کاربردهای سنجش از دور می‌توان آن را نادیده گرفت. در ناحیه طول موج مرئی که تابش مسیر جوی را نمی‌توان نادیده گرفت، می‌بایستی آن را از بین برد زیرا هیچ اطلاعاتی در مورد هدف ندارد. یک روش تجربی نسبتاً ساده برای دستیابی به این هدف در فصل آینده مورد بحث قرار خواهد گرفت. در طول شب معادله ۱-۱۳ تقریباً برابر با صفر می‌باشد.

آشکارسازهای فعال در ناحیه فروسرخ گرمایی، با وضعیت متفاوتی روبرو هستند. برخلاف نواحی طول موج مرئی و فروسرخ بازتابی، ناحیه فروسرخ گرمایی تابش قابل تشخیصی در طی شب و روز دارد، زیرا تابش آن در نتیجه انتشار گرمایی (حرارتی) خود هدف می‌باشد. معادله ۱-۱۲ برای ناحیه طول موج فروسرخ گرمایی بصورت زیر می‌تواند کامل شود (وینست، ۱۹۷۵):

$$L_{\lambda} = L_{\lambda}^e(T) + L_{\lambda}^e(path) \\ = \left\{ \varepsilon(\lambda) \left[L_{\lambda}^e(bb, T) - \frac{E_{\lambda}(Sky)}{\pi} \right] + \frac{E_{\lambda}(Sky)}{\pi} \right\} \tau(\lambda) + L_{\lambda}^e(path) \quad \text{رابطه ۱-۱۴}$$

که:

$\epsilon(\lambda)$ نشر طیفی هدف.

$\tau(\lambda)$ تراگسیلندگی طیفی جوی.

$L_{\lambda}^e(bb, T)$ تابش طیفی یک جسم سیاه (با تراگسیلندگی $1/0$) در دمای هدف برحسب کلوین.

$E_{\lambda}(\text{Sky})$ تابش طیفی از تمام جهات روی سطح هدف پراکنش که از آسمان می‌گذرد.

تابش مسیر جوی معمولاً به قدری کم است که اگر مشاهدات منحصر به پنجره‌های جوی گرفته شود: چون این تابش فقط از ستون باریکی از هوا بین هدف و حسگر گرفته می‌شود، جو بین حسگرهای مستقر در ارتفاع بالا و هدف بطور قابل ملاحظه‌ای سردتر از زمین است و گسیلندگی جوی در پنجره‌های جوی ذکر شده خیلی کم است. عبارت تابش طیفی، $E_{\lambda}(\text{Sky})$ ، بزرگتر از عبارت تابش مسیر است زیرا تابش فقط در مسیر بین هدف و حسگر نیست و از تمام جهات آسمان وارد می‌شود. به هر حال، این تابش بمنظور ساده‌سازی (شاید ساده‌سازی زیادی) نادیده گرفته می‌شود زیرا در شرایطی که آسمان صاف و تمیز است، جو سردتر از زمین است و نشر جوی در پنجره‌های جوی خیلی کم می‌باشد. با این فرضیات، معادله ۱-۱۴ برای ناحیه طول موج فروسرخ گرمایی بصورت زیر خلاصه می‌شود:

$$L_{\lambda} = \epsilon(\lambda)\tau(\lambda)L_{\lambda}^e(bb, T) \quad \text{رابطه ۱-۱۵}$$

در ناحیه طول موج فروسرخ حرارتی معادله ۱-۱۵ بصورت زیر می‌باشد:

$$L_{\lambda} = \epsilon(\lambda)\tau(\lambda)L_{\lambda}^e(bb, T) \\ = \frac{2hc^2\epsilon(\lambda)\tau(\lambda)}{\lambda^5 \left[e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1 \right]} \quad \text{رابطه ۱-۱۶}$$

که معادله جسم سیاه پلانک با $L_{\lambda}^e(bb, T)$ جایگزین شده و C سرعت نور، h ثابت پلانک و K ثابت بولتزمن می‌باشد.

با جایگزینی معادله ۱-۸ در معادله ۱-۱۵ معادله نهایی تابش طیفی در دسترس برای

آشکارسازی در ناحیه طول موج فروسرخ گرمایی حاصل می‌شود:

$$L_{\lambda} = [1 - \rho^{\lambda}(\lambda)]\tau(\lambda)L_{\lambda}^e(bb, T) \quad \text{رابطه ۱۷-۱}$$

بعد از جایگزینی معادله ۸-۱ در معادله ۱۵-۱، معادله ۱۷-۱ بصورت زیر حاصل

می شود:

$$L_{\lambda} = \frac{2hc^2 [1 - \rho^{\lambda}(\lambda)] \tau(\lambda)}{\lambda^5 \left[e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1 \right]} \quad \text{رابطه ۱۸-۱}$$

بنابراین، معادله ۱۳-۱ برای ارتباط تابش طیفی با بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار در محدودی طول موج ۲/۵-۰/۴ میکرون، یک معادلی عملی است. معادله ۱۷-۱ با فرضیاتی که قبلاً ذکر شد تابش طیفی را با بازتابندگی مخروط‌الطرفین در طول موج ۲۵/۰-۲/۰ میکرون مرتبط می‌سازد. در مورد طیف نیمکره‌ای جهت‌دار سنگهایی که در فصل قبل بررسی شدند، معادله ۱۷-۱ با جایگزینی b برای b' و $\rho(\lambda)$ برای $\rho^{\circ}(\lambda)$ بکار می‌رود. با این وجود، طیف سنگهای رسوبی و دگرگونی از سطوح صیقلی است و با طیف سطوح طبیعی متفاوت است. در میان تابش طیفی قابل سنجش توسط حسگرهای دورسنجی، بازتابندگی هدف دربردارنده اطلاعات ترکیبی موردنظر ماست. آنچه که در قسمت آخر این فصل بایستی مورد توجه قرار گیرد چگونگی تبدیل معادلات تابش طیفی قابل دسترس به تابش طیفی سنجیده شده توسط انواع متفاوت حسگرهای سنجش از دور می‌باشد. ابتدا انواع حسگرهای مورد استفاده در سنجش از دور چندطیفی را مورد بررسی قرار می‌دهیم.

حسگرهای سنجش از دور چند طیفی الکترواپتیکی

دو نوع اصلی حسگرهای تصویربرداری الکترواپتیکی غیرفعال^{۱)} (با بکارگیری منابع طبیعی تابش الکترومغناطیس) برای جمع‌آوری داده‌های چندطیفی بصورت تجاری (غیرنظامی) وجود دارد که در شکل ۷-۱ بصورت ترسیمی نشان داده شده‌اند:

الف- پویسگرهای چندطیفی که شبیه یک ماهوت پاک‌کن عمل می‌کنند و در مسیری عمود بر جهت پرواز از یک پهلو به پهلو دیگر جارو می‌کنند و در هر جاروکردن، یک خط را در طول

مسیر پویش بوجود می‌آورند. حرکت روبه جلوی سطح حسگر خطوط جدید تصویر را ایجاد می‌کند. حسگرهای لندست MSS و TM و حسگرهای GOES^۱ و AVHRR^۱ مثالهایی از پویشگرهای چندطیفی موجود در مدار، و پویشگرهای هوایی Daedalus Enterprises مثالهایی از پویشگرهای چندطیفی هوابرد می‌باشند.

ب- آرایه‌های خطی که شبیه یک جاروی دستی عمل می‌کنند و در یک لحظه یک خط کامل را دریافت می‌کنند و با حرکت به سمت جلو خطوط جدید تصویر را ایجاد می‌کنند.

در صورتیکه تصاویر سمت‌النظیر^۲ (علاوه بر بخش زیرین خود به اطراف نیز دید دارد.) موردنظر باشند، بجز آئینه‌های نشانگر، بخشهای متحرک دیگری برای تولید یک تصویر با آرایه‌های خطی وجود ندارد. حسگرهای فرانسوی SPOT و آلمانی MOMS مثالهایی از آرایه‌های خطی موجود در مدار، و حسگر کانادایی MIES^۳ مثالی از آرایه خطی هوابرد می‌باشند.

ج- دوربینهای فریمی بر روی فیلم یک سطح رسانای نوری جاروشده بطریق الکترونیکی یا بر روی یک آرایه حالت جامد دوبعدی، یک تصویر دوبعدی فوری ایجاد می‌کنند. هر ذره از مادی قرار گرفته بر روی فیلم بصورت یک آشکارساز عمل می‌کند. دوربینهای الکترونیکی فریمی شبیه دوربینهای فیلمی هستند به استثنای اینکه سطح رسانای نوری جارو شده بطریق الکترونیکی یا آرایه‌های حالت جامد دوبعدی جایگزین فیلم می‌شود. دوربینهای ویدئویی با پرتو برگشتی^۴ (RBV) که بر روی اولین ماهواره‌های لندست قرار داشتند، مثالهایی از دوربینهای فریمی با سطح رسانای نوری جارو شده بطریق الکترونیکی می‌باشند؛ ولیکن در حال حاضر دوربینهای فریمی آرایه دوبعدی حالت جامد بر روی ماهواره‌های تجاری موجود نیست. در تمامی وسایل تصویربرداری الکترواپتیکی، علائم تقویت‌شده و بصورت اعداد باینری^۵ رقومی به ایستگاه گیرنده زمینی مخابره می‌شود.

در دو قسمت بعدی تفاوت‌های بین این دو نوع اصلی حسگرهای چندطیفی در حالتی که پرتوهای ورودی به باندهای چندطیفی مجزا تفکیک می‌شوند، و همچنین تصحیحات هندسی و رادیومتری^۵ که برای هر کدام می‌بایستی انجام شود، بحث خواهد شد. در ادامه مبحث، تجهیزات

1 - Advanced Very High Resolution Radiometer

2 - Off-Nadir

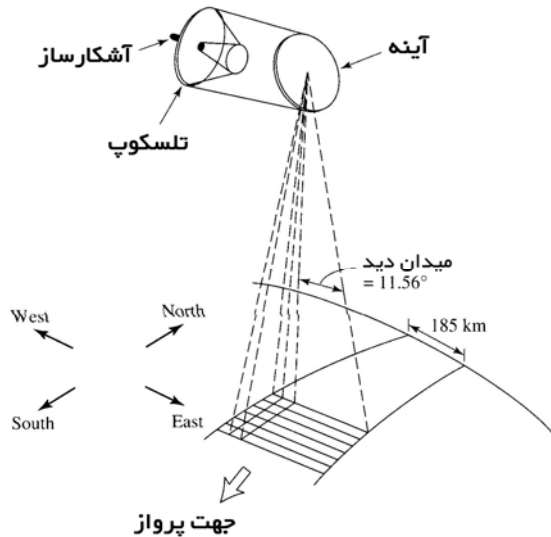
3 - Return-Beam Vidicon

4 - Binary

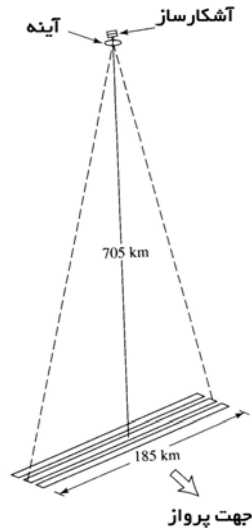
5 - Radio Metric

تصویرگیری ابرطیفی^۱ را بررسی می‌کنیم که در آنها دو دوربین از سه نوع ذکر شده در یک حسگر قرار داده شده و داده‌های چندطیفی را در باندهای طیفی بسیار باریک جمع‌آوری می‌کنند.

پویشرهای چندطیفی با استفاده از منشورها، صافیهای عبوری و آئینه‌های دوفام^۲، بصورتی که در شکل ۱-۸ نشان داده شده، نور را به نواحی طول موج متفاوت تقسیم می‌کنند. آئینه‌های دوفام طول موجهای بلندتر از یک طول موج مشخص را عبور داده و طول موجهای کوتاهتر را بازمی‌تاباند، و یا برعکس. در پویشرهای چندطیفی هوابرد، یک آشکارساز منفرد (یا چندتا) برای هر باندهای استفاده می‌شود که تمامی آشکارسازها بصورت همزمان با هم ثبت شده‌اند و همه آنها در یک لحظه به یک نقطه دید ویژه زمین (پیکسل یا اجزاء تصویر) دید دارند. هر خط، و در واقع کل تصویر، از یک پیکسل در یک زمان ساخته می‌شود و تصویر اجتماعی از خطوط است. هیچ پردازش داده‌ای برای ثبت همزمان باندهای طیفی وجود ندارد زیرا آشکارسازها همیشه در یک پویشر چندطیفی دارای ثبت همزمان هستند.



شکل ۱-۷ الف- پویشر جارویی ماهواره (چن، ۱۹۸۵).

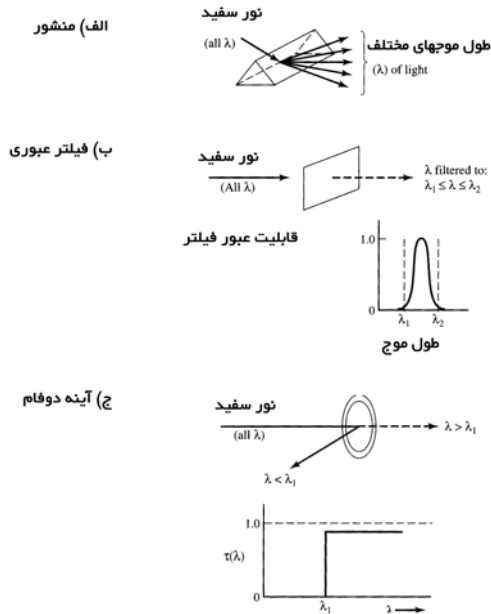


شکل ۱-۷) ب- آرایه خطی جارویی (چن، ۱۹۸۵).

برای پوشش نواحی طول موج متفاوت، مواد حالت جامد متفاوتی مورد نیاز هستند. بعنوان مثال، آشکارسازهای سیلیس (Si) معمولاً در ناحیه ۰/۴-۱/۰ میکرون، آشکارسازهای ایندیوم-انتیموئید^۱ (InSb) در ناحیه ۱/۰-۵/۰ میکرون و آشکارسازهای جیوه-کادمیوم-تلورید^۲ (HgCdTe) در ناحیه ۸-۱۴ میکرون بکار می‌روند. دو آشکارساز آخری می‌بایستی در دمای نیتروژن مایع (۷۷ کلوین) سرد شوند. از آنجاییکه تنها یک آشکارساز در هر باندطیفی بکار می‌رود، این موضوع برای پوششگرهای چندطیفی مشکلات کمتری دربردارد، بدین معنی که آشکارسازهای کمتری نسبت به تجهیزات آرایه دوبعدی یا خطی جهت سرد شدن برای پوششگرهای چندطیفی وجود دارد. برای مثال، لندست TM شش آشکارساز را بطور همزمان برای هر باندطیفی جارو می‌کند و در یک لحظه شش خط برای تصویر ایجاد می‌کند.

وسایل آرایه خطی شامل ردیفی از چندین آشکارساز؛ و بعضی اوقات چندهزار؛ هستند که داده‌های یک خط کامل را در یک لحظه جمع‌آوری می‌کنند. بعبارت دیگر، میدان موردنظر (بخشی که در یک لحظه جمع‌آوری داده تصویرگیری می‌شود) یک خط کامل از پیکسلهاست. به هر حال، یک آرایه خطی متفاوت برای هر باند طیفی استفاده می‌شود. فیلتر شدن آرایه‌های خطی مجزا به نواحی طول موج متفاوت به دو طریق کلی انجام می‌شود:

- 1 - Indium Antimoides
- 2 - Mercury-Cadmium-Telluride



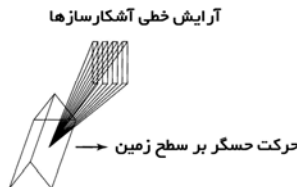
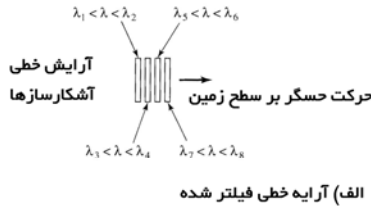
شکل ۱-۸) قطعات نوری استفاده شده برای جدایش تابش الکترومغناطیس به نواحی طول موج متفاوت. الف- منشور ب- صافی عبوری ج- آئینه دو فام (آر. کی. وینسنت، ۱۹۹۶).

بوسیله تأخیر زمانی آرایه‌های خطی که دارای صافی مجزای مخصوص به خود است و توسط آرایه‌های خطی با دید همزمان که توسط منشورها، شبکه‌ها یا آئینه‌های دو فام فیلتر شده‌اند. شکل ۱-۹ دیگرامی از این دو نوع فیلتر آرایه خطی را نشان می‌دهد. اولی که مستلزم چندین آرایه خطی فیلتر شده مجزاست می‌تواند بصورت خطوط موازی عمود بر جهت پرواز باشد. این نظم بدین معنی است که هر آرایه داده‌ها را از ناحیه‌ای در روی زمین در یک لحظه کوتاه جمع‌آوری می‌کند. بنابراین قبل از ثبت همزمان داده‌های چندطیفی حاصله، انتقال خطوط (مثل زمان تأخیر) لازم است. ماهواری اسپات بدین صورت کار می‌کند. این روش برای ثبت چند باند طیفی مناسب است، اما اگر باندهای طیفی متعددی بدین سبک استفاده شوند؛ بواسطه اثرات اختلاف منظر^۲ بین باندهای طیفی، ثبت نادرستی صورت می‌گیرد.

دومین روش فیلتر کردن آرایه‌های خطی، تقسیم طیفی هر خط آشکارسازها از طریق منشور، شبکه یا آئینه دو فام است. این روش به وسایل نوری با بازدهی کمتری احتیاج دارد،

1 - R.K.Vincent
2 - Parallax

بنابراین نسبت به نوع اول به انرژی کمتری برای آشکارسازی نیاز دارد. بعلاوه، در مثال دوم باندهای طیفی همزمان با هم ثبت شده‌اند. در آینده، حسگرهای آرایه خطی مجبور خواهند بود ترکیبی از دو روش جدایش طیفی نور ورودی را بکار ببرند. آئینه‌های دوفام مشابهاً برای تقسیم طیف به حداقل سه ناحیه طول موج پهن، هر کدام برای محدوده‌های حساس آرایه خطی HgCdTe, InSb, Si استفاده می‌شود. آرایه‌های خطی متعدد هر نوعی از آشکارساز برای تفکیک بیشتر طیف به محدوده‌های طول موج کوچکتر استفاده می‌شوند. برخلاف پوششگرهای چندطیفی، که از اجزاء آشکارساز مشابهی برای تمامی پیکسل‌های جمع‌آوری شده در یک باندطیفی ویژه استفاده می‌کنند، آرایه‌های خطی بایستی تفاوت‌های جزئی دریافت الکترونیکی و جابجایی از یک آشکارساز به آشکارساز دیگر را در آرایه خطی تصحیح کنند. دریافت الکترونیکی یک ضریب، و جابجایی الکترونیکی یک عامل جمع‌پذیر (یا تفریق شونده) است که برای علائم سنجیده شده توسط هر آشکارساز بکار می‌رود. دوربین‌های فریمی الکترواپتیکال، که از لحاظ تجاری صرفاً به شکل دوربین ویدئویی با پرتو برگشتی (RBV) بر روی ماهواره لندست استفاده می‌شوند، مشابه با دوربین‌های فیلمی هستند و تمامی تصویر را دریافت می‌کنند و از اینرو قابل توجه می‌باشند. جدایش طیفی نور ورودی دوربین‌های الکترواپتیکال به صورت مختلفی صورت می‌گیرد که بررسی آنها مستلزم بحث‌های بسیاری در مورد مهندسی نور می‌باشد.



شکل ۱-۹) دو روش فیلتر کردن وسایل آرایه خطی. الف- هر آرایه خطی بصورت مجزا صافی شده. ب- جدایش نور توسط یک عنصر نوری (در اینجا منشور) در جلوی آرایه خطی (وینسنت، ۱۹۹۶).

مقایسه تعداد آشکارسازها و زمان سکون (زمانی که یک آشکارساز انرژی یک پیکسل مجزا را در یک باندطیفی مشخص دریافت و تکمیل می‌کند) لازم برای هر کدام از سه نوع حسگرهای چندطیفی برای n کانال طیفی، q ستون پیکسلها و r ردیف از پیکسلها جالب توجه است. زمان سکون بدلیل تناسب با مقدار انرژی جمع‌آوری شده در هر سنجش، دارای اهمیت است. نسبت علامت^۱ به ادخال^۲ (نسبت قدرت علامت ورودی به قدرت ادخال معادل) برای مقادیر بیشتر انرژی دریافت‌شده، بزرگتر است (سیلوا^۳، ۱۹۷۸). بنابراین، زمان سکون طولانی‌تر دستگاه باعث ادخال کمتر می‌شود.

یک پوشگر چندطیفی تنها به n آشکارساز احتیاج دارد، اما زمان سکون مجاز برای هر پیکسل $1/qr$ برابر طول زمانی است که ماهواره r خط را به سمت جلو طی می‌کند. برای پوشگرهای چندطیفی، این مقدار حدود یک میلیونیم ثانیه (یک میکروثانیه) است. در یک سیستم آرایه خطی که بصورت مجزا صافی شده و هر پیکسل دارای طول q است، برای جمع‌آوری مقدار مشابه داده‌های چندطیفی، n آرایه خطی خواهد داشت. به هر حال، زمان سکون هر پیکسل $1/r$ برابر زمانی است که ماهواره r خط را به سمت جلو طی می‌کند و تابعی از یک هزارم ثانیه (یک میلی ثانیه) می‌باشد.

یک دوربین فریمی یا دوربین آرایه دوبعدی به تعدادی آشکارساز برابر با حاصل qr برای هر آرایه احتیاج دارد، که این آشکارسازها می‌توانند کل تصویر را در زمانی معادل با سرعت دیافراگم دوربین، ثبت کنند. زمانهای سکون برای n آرایه دوبعدی که بصورت مجزا صافی شده و دارای ثبت همزمان هستند، عموماً بزرگتر (بیش از ۱۰ برابر) از زمانهای سکون یک آرایه خطی است. فن‌آوری آرایه دوبعدی فعلی، تعداد آشکارسازها را در هر آرایه به تقریباً ۲۵۰۰۰۰۰۰ برای آشکارسازهای سیلیس (محدوده طول موج ۰/۴-۱/۰ میکرون را پوشش می‌دهد)، ۲۵۰۰۰۰ برای آشکارسازهای InSb (تقریباً محدوده طول موج ۶/۰-۱/۰ میکرون را پوشش می‌دهد) و ۶۲۵۰۰ برای آشکارسازهای HgCdTe (تقریباً محدوده طول موج ۵/۰-۱۴/۰ میکرون را پوشش می‌دهد) محدود می‌کند.

برای جمع‌آوری انرژی بیشتر، مقدار زمان سکون طولانی‌تری مورد نیاز است. بنابراین باندهای طیفی باریکتر با خصوصیات قابل قبول نسبت علامت به ادخال حاصل می‌شود. این

رابطه بر این امر دلالت دارد که پوششگرهای چندطیفی برای باندهای طیفی با پهنای متوسط، که پهنای آنها تقریباً برابر با ۵ تا ۱۰ درصد طول موج مرکز باند است، مناسبتر هستند. باندهای فرسرخ گرمایی در طول موج ۱۰ میکرون با پهنای ۰/۵ تا ۱/۰ میکرون مثالی از باندهای طیفی با پهنای متوسط است که در بردارنده باندهای طیفی در محدوده‌های طول موج ۹/۷۵-۱۰/۲۵ میکرون (۵ درصد) یا ۹/۵-۱۰/۵ میکرون (۱۰ درصد) می‌باشد. باندهای طیفی باریک که نسبت پهنای آنها به مرکز باند حدود یک درصد است، در دستگاههای تصویرگیری ابرطیفی استفاده می‌شوند و دوربینهای فریمی آرایه‌ای دوبعدی به دلیل مدت زمان سکون طولانی‌تر برای پوششگرهای طیفی مناسب‌تر از انواع قبلی می‌باشند.

به هر حال، همانطور که در قسمتهای بعدی در مورد تصحیحات هندسی و پرتوسنجی توضیح داده خواهد شد، زمان سکون تنها نکته مورد توجه نیست. ناحیه تحت پوشش تجهیزات آرایه خطی و آرایه دوبعدی کمتر از ناحیه تحت پوشش پوششگرهای چندطیفی است که می‌توانند زوایای بازتری را در دو طرف ناحیه زیر دید پوششگر، جارو کنند. بدین جهت پوششگرهای چندطیفی برای حسگرهای با قدرت تفکیک فضایی متوسط تا کم که ناحیه وسیعی را در یک تصویر پوشش می‌دهند (مثل حسگر AVHRR) مناسبتر هستند. ابعاد پیکسلهای AVHRR، ۱/۱ کیلومتر در سمت‌القدم^۱ (ناحیه ای که مستقیماً در زیر خط عمود بر ماهواره در جهت حرکت آن قرار دارد) و پهنای دید جانبی آن^۲ ۲۴۰۰ کیلومتر است یعنی در یک تصویر ناحیه‌ای به وسعت ۲۴۰۰×۲۴۰۰ کیلومتر را پوشش می‌دهد. به هر حال مسیر جوی در گوشه‌های تصویر بزرگتر از سمت‌القدم است و افزایش پهنای دید جانبی باعث افزایش تضعیف جوی در گوشه‌های تصویر نسبت به مرکز آن می‌شود.

الف- وسایل تصویرگیری ابرطیفی^۳

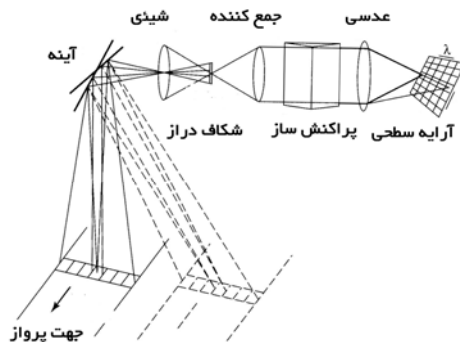
هدف اصلی سنجش از دور چندطیفی، کسب اطلاعات از ترکیب شیمیایی و موقعیت هدف است. همانطور که طیف عناصر طبیعی زمینی نشان می‌دهد، در صورتیکه طیف کاملی در پنجره‌های جوی ۰/۴-۲/۵، ۳/۰-۵/۰ و ۸/۰-۱۴/۰ میکرون موجود باشد، طیف اکثر مواد مشخصه آنها می‌باشد. تا دهه اخیر، محدودیتهای فنی باریکی پهنای طیفی و تعداد باندهای طیفی

1 - Nadir
2 - Swath
3 - Hyper Spectral

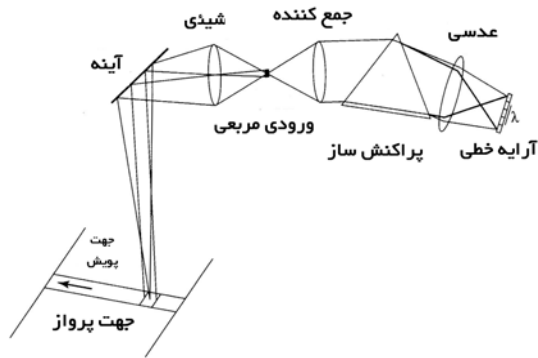
که می‌تواند از طریق یک حسگر دریافت شود، کاربردهای سنجش از دور را با مشکلاتی همراه می‌ساخت. در حقیقت، طیف هر پیکسل تصویر در روی زمین میانگین چند باند طیفی نسبتاً پهن (پهن‌تر از ۲۰ درصد طول موج مرکز باندطیفی) است و مشخصه اصلی هر پیکسل تنها از همین اطلاعات کشف می‌شد. شناسایی بسیاری از مواد دیگر با چنین برآوردهای خام بازتابندگی یا پراکنش طیف یک پیکسل ممکن نبود زیرا باندهای طیفی موجود خیلی پهن یا باریک بودند و امکان شناسایی هدف با این باندهای طیفی وجود نداشت. اکثر کانیاها و عملاً تمامی گازها (مثل متان، که مهمترین متشکله گازهای طبیعی است) سیمای طیفی بحرانی نشان می‌دهند که نسبت پهنای به مرکز طیف آنها (BW/BC) حدود ۱ درصد است. شناسایی چنین سیمایی در موقعیت طبیعی آنها مستلزم تصویربرداری زمین با باندهای طیفی است که از نقطه نظر BW/BC حدود ۲۰ برابر باریکتر از پوشگرهای چندطیفی معمولی است. وسایلی که چنین کارایی دارند، تجهیزات تصویربرداری ابرطیفی نامیده می‌شوند زیرا این وسایل داده‌های تصویری چندطیفی را در باندهای طیفی باریکتر و بیشتری نسبت به پوشگرهای چندطیفی معمولی دریافت می‌کنند. شکل ۱-۱۰ دو نوع کلی روشهای تصویربرداری ابرطیفی را نشان می‌دهد. یکی از وسایل نشان داده شده در شکل ۱-۱۰-الف، یک آرایه دوبعدی است که در یک بعد بصورت یک طیف‌سنج و در بعد دیگر بعنوان یک آرایه خطی استفاده می‌شود. در یک الگوی جارویی، تصویر در هر لحظه از یک خط و بدون بخشهای در حرکت ساخته می‌شود. نوع دیگری که در شکل ۱-۱۰-ب، نشان داده شده است، یک شبکه در پشت یک شکاف است که پرتو ورودی را به تکه‌های قائمی تقسیم می‌کند که با آشکارسازهای مجزای یک آرایه خطی عمودی هم‌تراز هستند. سپس این آرایه شبیه یک ماهوت پاک‌کن از چپ به راست عرض تصویر را جارو می‌کند.

اولین وسیله تصویربرداری ابرطیفی توسط ون و همکاران (۱۹۸۴) ساخته شد، ولیکن اصطلاح ابرطیفی چندین سال بعد رونق گرفت (گوتز^۱ و همکاران، ۱۹۸۵). این وسیله یک طیف‌سنج تصویربرداری هوابرد یا AIS-1 نامیده شد. AIS-1 مشابه نمونه نشان داده شده در شکل ۱-۱۰-الف است و بصورت یک آرایه دوبعدی جارویی در پشت یک شبکه متفرق‌کننده کار می‌کند. عملکرد آن مشابه یک آرایه خطی است که توسط یک منشور جایگزین شده و یک آرایه دوبعدی که هر ردیف از آرایه یک محدوده طیفی متفاوت منطقه دید روی زمین را پوشش

می‌دهد که در این حالت یک خط منفرد از تصویر حاصله است. AIS-1 یک آرایه HgCdTe 32×32 عضوی را بکار گرفت که تصویری با پهنای ۳۲ پیکسل با ۳۲ باندهای طیفی بین طول موجهای $1/2$ میکرون و $2/4$ میکرون تولید می‌کند.



شکل ۱-۱۰ الف- تجهیزات تصویربرداری ابر طیفی. الف- آرایه دو بعدی، در یک بعد بصورت یک طیف سنج و در بعد دیگر بعنوان یک آرایه خطی جارویی استفاده می‌شود (ون^۱ و همکاران، ۱۹۹۳).



شکل ۱-۱۰ ب- شبکه ای در پشت یک شکاف قرار داده می‌شود که پرتو ورودی را به تکه های قائمی تقسیم می‌کند که با آشکارسازهای مجزای یک آرایه خطی عمودی هم تراز هستند. سپس آرایه بصورت یک ماهوت پاک کن در عرض تصویر عمود بر جهت مسیر پرواز جارو می‌شود (ون و همکاران، ۱۹۹۳).

محدودیت اصلی این نوع تصویربرداری ابرطیفی اینست که پهنای تصویر برحسب تعداد پیکسلها به پهنای یک آرایه دوبعدی حالت جامد محدود می‌شود که از لحاظ تجاری در سالهای ۱۹۸۴ تا ۱۹۸۸ با محدودیت مواجه بود. با وجودیکه پوششگرهای چندطیفی ماهواره‌ای و هواپرد به ترتیب حدود ۶۰۰۰ و ۷۵۰ پیکسل در هر خط دارند، AIS-1 و AIS-2 به ترتیب دارای ۳۲ و ۶۴ پیکسل در هر خط می‌باشند. با وجودیکه آرایه‌های دوبعدی با ابعاد بزرگتر در حال حاضر موجود هستند، محدودیت طول خط تصویر به تعداد پیکسلهای یک ردیف منفرد حسگر دوبعدی برای تفکیک فضایی یا عرض تصویر مشکل بزرگی است. جهت دریافت تصویری با عرض قابل قبول‌تری توان از کنار هم قرار دادن آرایه‌های ناحیه‌ای استفاده کرد.

دومین محصول تصویربردار ابرطیفی بنام طیف‌سنج تصویربردار مرئی-فروسرخ هواپرد^۱ (AVIRIS) از آرایه‌های خطی در پشت چهار شبکه و یک آئینه جارو شبیه ماهوت پاک‌کن مشابه با نوعی که در شکل ۱-۱۰-۱ نشان داده شده، استفاده می‌کند با این تفاوت که رشته‌های نوری استفاده شده در AVIRIS بین آئینه متراکم‌کننده و چهار طیف‌سنج، هر کدام ناحیه طول موج متفاوتی را پوشش می‌دهند (ون و همکاران، ۱۹۹۳). AVIRIS قادر بود ۶۱۴ پیکسل در هر خط و ۲۲۴ باندطیفی بین طول موجهای ۰/۴ و ۲/۵ میکرون را بکار بگیرد. تابش طیفی از چهار پیکسل مجاور هم در سطح کانونی تصویر از میان چهار رشته نوری عبور کرده و به چهار شبکه می‌رسد که نور را به چهار آرایه خطی متفرق ساخته که یکی از آنها به آشکارساز Si و سه‌تای دیگر به آشکارسازهای InSb می‌رسد. بنابراین هر آشکارساز در هر آرایه خطی پشت یک شبکه طیف‌سنجی ویژه یک باندطیفی متفاوت را برای هر پیکسل روی زمین و همراه با پیکسلهای دیگر ثبت می‌کند و بدین وسیله ثبت همزمان باندهای طیفی را برای هر شبکه انجام می‌دهد. پس پردازش^۲ تصویر شامل برطرف‌کردن جابجایی یک پیکسل (در عرض حرکت، عمود بر جهت پرواز) بین رشته‌های نوری است که شبکه طیف‌سنجها را تغذیه می‌کند.

تجهیزات تصویربرداری ابرطیفی بواسطه وجود باندهای طیفی متعدد برای هر پیکسل تصویر، تصاویری با حجم زیاد تولید می‌کند. برای تصاویری با ابعاد برابر پیکسلها، حجم داده‌های جمع‌آوری شده توسط یک وسیله تصویربرداری مستقیماً متناسب با تعداد باندهای طیفی است. برای تصاویری با تعداد باندهای طیفی برابر، حجم داده‌های جمع‌آوری شده متناسب با وارون مساحت پیکسل (یا مربع ابعاد خطی پیکسل) می‌باشد. با وجودیکه اطلاعات

1 - Air Born

2 - Post Processing

طیفی بیشتر باعث شناسایی دقیق‌تر هدف می‌شود ولیکن ثبت، انتقال و پردازش تعداد پیکسلهایی که توسط تعداد باندهای طیفی مضاعف شده‌اند در فن‌آوری اخیر با محدودیتهای عملی روبروست. در استفاده‌های تجاری این مشکل با محدودکردن قدرت تفکیک طیفی و یا قدرت تفکیک فضایی یا مقدار مساحت تحت پوشش در روی زمین (متناسب با عرض میدان دید) برطرف می‌شود.

طیفهای سنگها و کانیها نشان می‌دهد که بعضی از باندهای جذبی مشخصی ترکیب مواد پهن و بعضی دیگر باریک هستند. محل باندهای طیفی اغلب مهمتر از پهنای آنهاست. بعضی از مهمترین اطلاعات معرف سنگها و کانیها در باندهای طیفی یافت می‌شود که نسبت BW/BC آنها بزرگتر از ۱۰ درصد است. کانیهای مهمی وجود دارند که باندهای طیفی آنها باریک و نسبت BW/BC آنها کمتر از یک درصد است. پهنای کم باندهای جذبی گازها و عدم نیاز به قدرت تفکیک فضایی زیاد در تصویربرداری آنها، ایجاب می‌کند که برای پایش محیطی جو و اکتشاف گازهای طبیعی از روشهای تصویرگیری ابرطیفی استفاده شود.

در مورد حسگرهای ابرطیفی یک احتیاط لازم است. معادله ۱-۹ نشان می‌دهد که توان قابل دسترس برای آشکارسازی، مستقیماً متناسب با زاویه فراگرفته شده توسط حسگر (که به نوبت متناسب با مساحت پیکسل است) ضربدر پهنای باندطیفی است. در یک باندطیفی باریک نسبت به یک باند پهن، همیشه توان کمتری (انرژی در واحد زمان) وجود دارد و با کاهش انرژی آشکارسازی نسبت علامت به ادخال کاهش می‌یابد. رایج‌ترین روشی که برای فائق آمدن بر کاهش انرژی باندهای طیفی باریک که در گذشته وجود داشت؛ افزایش ابعاد پیکسل است که در نتیجه آن انرژی در یک لحظه از ناحیه وسیعتری جمع‌آوری می‌شود. روش دیگر که پرهزینه‌تر است، افزایش اندازه جمع‌کننده (تلسکوپ^۱ جلوی حسگر) است. با وجودیکه نوآوریهای شگرفی در افزایش حساسیت حسگرها صورت می‌گیرد، ولیکن حسگرهای ابرطیفی نسبت به پوششگرهای چندطیفی که در روی یک سکو قرار دارند، یا قدرت تفکیک فضایی بزرگتری خواهند داشت یا محتاج تجهیزات نوری بزرگتر و گرانقیمت‌تری هستند.

1 - Collector

2 - Telescope

ب- تصحیحات رادیومتری و هندسی پوششگرهای دورسنجی

هر یک از انواع تجهیزات اصلی تصویربرداری، جهت حصول تابندگی یکسان از منابع غیر هدف (مثل تابش جوی) در سرتاسر منطقه تصویربرداری شده، مستلزم بکارگیری انواع متفاوت تصحیحات هندسی و برقراری توازن تابش در این تجهیزات می‌باشد. چون پوششگرهای چندطیفی، منطقه تصویربرداری را از یک سو به سوی دیگر جارو می‌کنند و نسبت به آرایه‌های خطی میدان دید وسیعتری دارند، پیکسل‌های (یا اجزاء تصویر) منتهی‌الیه چپ و راست تصویر در طول یک خط پوشش در مسیر جوی طولانی‌تری قرار می‌گیرند. این موقعیت در مورد پوششگرهای هوابرد و پوششگرهای ماهواره‌های با قدرت تفکیک کم، مثل AVHRR که دارای زاویه ۴۵ درجه جارو در سمت چپ و راست سمت‌القدم هستند نسبت به پوششگرهای ماهواره‌های با قدرت تفکیک بالا، که زاویه پوشش آنها حدود ۶ درجه و یا کمتر در چپ و راست سمت‌القدم است، مشکل بیشتری ایجاد می‌کنند. حتی اگر زمین در تمام نقاط بازتابندگی همگنی داشت، مسیر جوی در زوایای پوشش بزرگتر باعث بازتابندگی بیشتری در دو انتهای خط پوشش نسبت به مرکز آن می‌شد. اگر چنین بازتابندگی بدون تصحیح باقی بماند، این اثرات می‌تواند برای کاربر مشکل‌ساز باشد. بعنوان مثال، حتی اگر زمین کاملاً مسطح باشد، یک هدف در مرکز تصویر یک پوششگر چندطیفی خصوصیات طیفی مشابه با هدف گوشه تصویر نخواهد داشت.

وایپچس^۱های هندسی اغلب بواسطه حرکت پوششگر حاصل می‌شود. چون یک پوششگر چندطیفی دیدی از پهلو به پهلو دارد، ابعاد پیکسل‌های منتهی‌الیه سمت چپ و راست خط پوشش در مقایسه با ابعاد پیکسل‌های سمت‌القدم کشیدگی بیشتری در جهت پوشش دارند. به هر حال این مشکل در داده‌های لندست جدید (۵ و ۷) بصورت خودکار تصحیح می‌شود و می‌تواند برای تمامی داده‌ها نادیده انگاشته شود. هم‌اکنون بسته‌های نرم‌افزاری تجاری جدیدی موجود هستند که می‌توانند بطور خودکار اثرات توازن تابندگی و ابعاد پیکسل‌ها را برای داده‌های پوششگر چندطیفی هوابرد تصحیح کنند.

معمولاً آرایه‌های خطی، محدوده دید کمتری نسبت به پوششگرهای چندطیفی دارند. معمولاً پیکسل‌های روی یک خط از آرایه خطی بصورت قائم ثبت می‌شوند. همانطوری که در مورد ماهواره اسپات صورت می‌گیرد، گاهی اوقات این آرایه در زوایای مایل توسط یک آئینه

ثابت ثبت می‌شود. بنابراین به برقراری توازن تابندگی از پهلو به پهلو تصویر و منظم‌سازی ابعاد پیکسلها در طول خط جارو برای آرایه‌های خطی نیازی نیست. هیچکدام از این دو تصحیح برای دوربین‌های الکترونیک فریمی که تجهیزات نوری بخشهای جلویی و پشتی آنها مشابه دوربین‌های عکسبرداری است، لازم نیستند.

بعلاوه، دو نوع واپیچش هندسی دیگر وجود دارد که در مورد پوششگرهای چندطیفی یا آرایه‌های خطی رخ می‌دهد زیرا تصویر از یک پیکسل یا یک خط در هر لحظه تشکیل می‌شود. اولین واپیچش در نتیجه حرکت صفحه حسگر بواسطه تغییر ارتفاع در حین تصویربرداری است. دومین واپیچش که تنها در مورد صفحات فضایی بکار می‌رود، حرکت چرخشی زمین در زیر ماهواره در حین تصویربرداری می‌باشد. برطرف کردن واپیچش نوع دوم خیلی راحتتر است زیرا سرعت حرکت چرخشی سطح زمین با وجود وابستگی آن به طول جغرافیایی سطح زمین کاملاً قابل پیش‌بینی می‌باشد. فروشنده‌های داده‌های ماهواره‌ای معمولاً اثر چرخش زمین را برای داده‌های پوششگرهای چندطیفی (مثل لندست) یا داده‌های آرایه خطی (مثل اسپات) تصحیح می‌کنند. بواسطه این تصحیح، تصاویر ماهواره‌ای حاصله کج می‌شوند (به جای یک مربع، به شکل متوازی‌الاضلاع درمی‌آیند) بصورتی که گوشه سمت چپ پایین تصویر تصحیح شده نسبت به گوشه سمت چپ بالای آن، برای ماهواره‌های دورانی قطبی مثل لندست یا اسپات، بیشتر به سمت چپ متمایل است.

بجز در موارد مشخص، صفحات فضایی با گردش ثابت و مشخص، که از لحاظ فیزیکی مقید به حفظ تغییر حالت اندکی در حین تصویربرداری می‌باشند، تغییرات حالت صفحه حسگر غیرقابل پیش‌بینی است. به هر حال تغییرات حالت قابل قبول در هوابردها یا ماهواره‌های کم‌هزینه مستلزم راه‌حل متفاوتی است. در اوایل قرن حاضر، امتیاز انحصاری ایالات متحده به یک آشکارساز حالت صفحه حسگر^۱ (SPLAT) اعطاء شده است که بجای مقید کردن فیزیکی این سطح، تغییرات حالت صفحه حسگر را ثبت کرده و تصویر دریافت شده از سطح زمین را در برابر این تغییرات تصحیح می‌کند. SPLAT با اضافه کردن یک آرایه دوبعدی، دوربین تک‌نواری به‌مراه یک تلسکوپ قوی به صفحه حسگر کار می‌کند و تصاویر را بصورتی دریافت می‌کند که همپوشانی بین آنها حدود ۹۰ درصد است. حداقل پنج پیکسل مجاور در تصویر اصلی (قدیمتر) با موقعیت‌های پذیرفته شده این پیکسلها در تصویر ثانوی (جدیدتر) تطابق داده

می‌شود و موقعیت X و Y (اعداد ردیف و ستون) هرکدام از پنج پیکسل ثبت می‌شود. تصحیح بصورت خودکار صورت می‌گیرد و تقریباً ۱۰ بایت^۱ اطلاعات برای هر تصویر متوالی ذخیره می‌شود. سپس در روی زمین، موقعیت‌های X و Y پنج پیکسل برای محاسبه تغییرات حالت صفحه حسگر در طی تصویربرداری متوالی توسط حسگر SPALT استفاده می‌شود و این خط برای تغییر حالت مذکور بصورت خودکار تصحیح می‌شود. این روال یک روش عملی است که از بخشهای غیرمتحرک استفاده می‌کند و می‌تواند اطلاعات دقیق‌تری از حالت حسگر نسبت به نشانگرهای فضایی، سامانه‌های ناوبری یا دریافت‌کننده‌های ماهواره‌ای مکان‌نمای زمینی^۲ چندگانه (GPS) تولید کند. این حسگر می‌تواند داده‌های تصویری از هوانوردها یا ماهواره‌های سبک وزن بدون واپیچش‌های حاصل از حالت حسگر، مشابه داده‌های تصویری حاصل از ماهواره‌های گرانیقیمت و مقید از لحاظ فیزیکی، تولید کند.

تصحیحات هندسی و رادیومتری دیگری وجود دارند که بواسطه تغییر ارتفاع صفحه حسگر در بالای ناحیه تصویربرداری شده، شرایط جوی در حین تصویربرداری و روش تصویرگیری نقشه موردنیاز برای تصویر نهایی حاصل می‌شوند و برای تمامی انواع حسگرهای چندطیفی مشابه هستند. خمیدگی زمین، شکست جوی، تراگسیلندگی جوی، تابندگی مسیر جوی، موقعیت خورشید و روش تصویرگیری نقشه موردنظر را نیز باید به این مجموعه اضافه کرد. تصحیحات هندسی تغییرات ارتفاع سطح زمین (اثرات اختلاف منظر^۳) در مبحث بعدی و در فصل سوم روشهای فضایی پردازش تصاویر، بحث خواهد شد.

ج- تابش طیفی اندازه‌گیری شده در پوششگرها

تابش طیفی قابل دسترس برای آشکارسازی از میان یک حسگر چندطیفی عبور کرده و به یک تابش طیفی آشکارسازی شده برای هر باندهای تبدیل می‌شود. دریافت و جابجایی الکترونیکی دو تغییر کلی هستند که در این تبدیل رخ می‌دهند و هر دوی آنها برای هر باند از یک تصویر منفرد ثابت می‌باشد. تصحیحات ذکر شده قبلی در مورد این تغییرات اعمال می‌شوند.

1 - Byte

2 - Global Positioning Satellite

3 - Parallax

بمنظور ساده‌سازی، فرض می‌شود که باندهای طیفی حسگرهای چندطیفی بقدری باریک هستند که توابع وابسته به طول موج E_λ , $\rho(\lambda)$, $\tau(\lambda)$, $L_\lambda^r(\text{path})$ و $\rho^c(\lambda)$ در ناحیه طول موج λ_i تا λ_{i+1} ثابت می‌باشند. این توابع می‌تواند توسط مقدار میانگین هر تابع در آن محدوده طول موج جایگزین شود که با یک تغییر در متغیر از λ تا i برای i مین باند، مشخص خواهد شد از انتگرال حذف می‌شود. بعلاوه، تابع صافی $f(i)$ مقدار تراگسیلندگی طیفی فیلتر در مرکز طول موج i امین باند را خواهد داشت. دو معادله زیر ترادسیسی^۱ معادله ۱-۱۳ و ۱-۱۴ از تابش قابل دسترس به تابش اندازه گیری شده توسط حسگر چندطیفی در یک باند طیفی ویژه برای نواحی طول موج مرتبط آنها را نشان می‌دهد:

برای ناحیه طول موج $4/0 - 0/4$ میکرون:

$$L(i) = \frac{g(i)}{\pi} \left[bs \int_{\lambda_i}^{\lambda_{i+1}} f^i(\lambda) \rho(\lambda) \tau(\lambda) E_\lambda d\lambda \right. \\ \left. + \pi \int_{\lambda_i}^{\lambda_{i+1}} f^i(\lambda) L_\lambda^r(\text{path}) d\lambda \right] + a(i)$$

رابطه ۱-۱۹

که در اینصورت:

$$L(i) = \frac{bsg(i)f(i)E(i)\tau(i)\rho(i)\Delta\lambda_i}{\pi} \\ + g(i)f(i)L^r(i)(\text{path})\Delta\lambda(i) + a(i)$$

رابطه ۱-۲۰

و برای ناحیه طول موج بزرگتر از $4/0$ میکرون:

$$L(i) = 2hc^2 g(i) \int_{\lambda_i}^{\lambda_{i+1}} \frac{f^i(\lambda) \tau(\lambda) [1 - \rho^\lambda(\lambda)]}{\lambda^5 \left[e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1 \right]} d\lambda + a(i)$$

رابطه ۱-۲۱

که در اینصورت:

$$L(i) = 2hc^2 g(i) \tau(i) f(i) [1 - \rho^\lambda(i)] L_{bb}(i, T) + a(i)$$

رابطه ۱-۲۲

که:

$$\Delta\lambda(i) = \lambda_u^i - \lambda_L^i$$

$$\lambda_L^i \text{ حد پایین طول موج } i \text{ مین باند}$$

$$\lambda_u^i \text{ حد بالای طول موج } i \text{ مین باند}$$

$$g(i) \text{ دریافت الکترونیکی برای } i \text{ مین باند}$$

$$a(i) \text{ جابجایی الکترونیکی برای } i \text{ مین باند}$$

$$f(i) \text{ تابع صافی برای } i \text{ مین باند (تراگسیلندگی صافی)}$$

$$\tau(i) \text{ تراگسیلندگی جوی میانگین در } i \text{ مین باند}$$

$$\rho(i) \text{ بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار میانگین هدف در } i \text{ مین باند}$$

$$\rho^c(i) \text{ بازتابندگی مخروط‌الطرفین میانگین هدف در } i \text{ مین باند}$$

$$L_{bb}(i, T) \text{ نتیجه انتگرال تابش در } i \text{ مین باند برای یک جسم سیاه در دمای } T(k)$$

اینها معادلاتی برای تابش در i مین باند طیفی اندازه‌گیری شده توسط یک حسگر چندطیفی هستند. تمامی اطلاعات ترکیبی برای نواحی طول موج بازتابی و حرارتی به ترتیب در $\rho(i)$ و $\rho^c(i)$ قرار می‌گیرند. بعلاوه، اگر داده‌ها توسط یک حسگر الکترواپتیکال رقومی دریافت شوند، تابش هر باندطیفی، بصورتی که در دو معادله فوق آورده شده، قبل از اینکه ثبت گردد بایستی رقومی شود. این بدین معناست که تابش i امین باند، که ابتدائاً یک عدد پیوسته است، بایستی به محدوده‌های تابش مجزا یا محدوده‌هایی تقسیم شود و هر کدام از این محدوده‌ها بایستی با یک عدد قلمداد شود که مقدار عدد رقومی^۱ (DN) نامیده می‌شود. هر باندطیفی برای داده‌های ۸ بیتی^۲ به مقادیر ۰ تا ۲۵۵ محدود می‌شود. وجه تسمیه ۸ بیت از تعریف یک بیت بعنوان^۱ ۲، و از این واقعیت که $2^8 = 256$ گرفته شده است. اگرچه داده‌های لندست MSS قدیمی فقط ۷ بیتی (۱۲۸ مقدار DN، مطابق با ۱۲۸ محدوده تابش برای هر باندطیفی) هستند، حسگرهای لندست TM و اسپات، مشابه اکثر پوششگرهای موجود، داده‌های ۸ بیتی تولید می‌کنند. بدلیل وجود محدوده‌های فضایی و متعدد تابش (۱۲۸ برای حسگر ۷ بیتی و ۲۵۶ برای حسگر ۸ بیتی) ارائه شده توسط مقادیر DN، مقدار DN i مین باندطیفی برای یک پیکسل مشخص می‌تواند به خوبی توسط معادله زیر تخمین زده شود:

$$DN(i) = g(i)L(i)$$

رابطه ۱-۲۳

1 - Digital Number

2 - Bit

که:

$L(i)$ تابش طیفی از معادله ۱-۲۰ یا ۱-۲۲ بسته به ناحیه طول موج i امین باند است و $q(i)$ صرفاً یک ثابت با واحد سانتیمتر مربع- رادیان بر وات است و به این ترتیب مقدار $DN(i)$ عدد صحیحی بدون واحد است. اگر حسگر کالیبره شود، $q(i)$ برای تمامی باندهای طیفی شناخته می‌شود. به هر حال، حتی اگر حسگر کالیبره نشود، یعنی $q(i)$ ناشناخته باشد، سطوح تابش نسبی همچنان ثبت می‌شوند و پردازش تصاویر به روشی که در فصل بعد توصیف خواهد شد، انجام می‌گیرد. اگر آزمایشگر به دلایلی نیاز به محاسبه مقادیر تابش واقعی داشته باشد، استفاده از یک حسگر کالیبره شده ضروری است.

هنگامیکه یک حسگر الکترواپتیکال رقومی به جمع‌آوری داده برای یکی از باندهای طیفی یا کانالهایش می‌پردازد، یک تصویر رقومی تولید می‌کند که از یک مقدار $DN(i)$ برای هر پیکسل (اجزاء تصویر) تشکیل می‌شود. مقادیر $DN(i)$ متوجه در یک فایل اطلاعاتی با قالب رستر^۱ ذخیره می‌شود یعنی مقادیر $DN(i)$ تمامی پیکسلهای تصویر به یک سری از ردیفها و ستونها دسته‌بندی می‌شود. داده‌های یک تصویر چندطیفی رقومی مشخصاً از یک سری فایلهای رستر $DN(i)$ بصورت یک فایل مجزا برای هر باندطیفی یا کانال تشکیل می‌شود.

فصل دوم

طیف مواد زمین

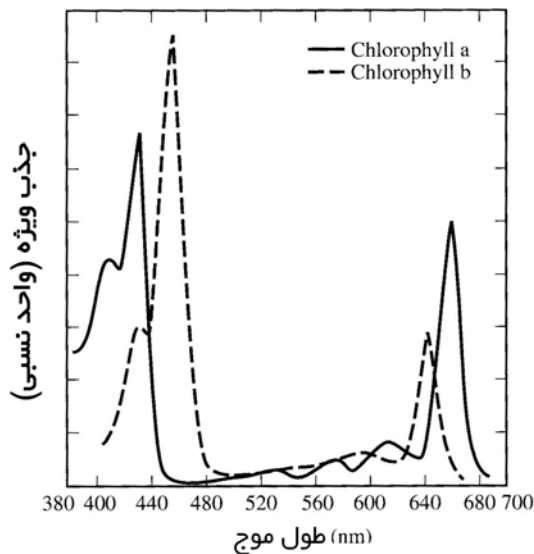
پوشش گیاهی، آب و برف

با وجودیکه گونه‌های متفاوتی از پوشش گیاهی وجود دارند ولیکن تمامی آنها اصولاً مرکب از چندتا یا تمامی شش عضو زیر هستند: آب، سلولز^۱ (یک پولیمر^۲ آمورف^۳ کربوهیدراته که متشکله اصلی بافتها و فیبرهای^۴ گیاهان است)، لیگنین^۵ (متشکله عمده غیرکربوهیدراتی چوب و پولیمری که بعنوان یک پوشش طبیعی از فیبرهای سلولزی گیاهان چوبی محافظت می‌کند)، نیتروژن، کلروفیل^۶ (رنگدانی سبز گیاهان) و آنتوسیانین^۷ (گروهی از رنگدانه‌های محلول در آب که عامل رنگ آبی تا قرمز گلها و دیگر بخشهای گیاهان، مانند برگهای پائیزی

-
- 1 - Cellulose
 - 2 - Polymer
 - 3 - Amorph
 - 4 - Fiber
 - 5 - Lignin
 - 6 - Chlorophyll
 - 7 - Anthocyanin

است). بعنوان مثالی از مقادیر نسبی این متشکله‌ها، کوران^۱ و کویپک^۲ (۱۹۹۵) با استفاده از یک سنجش بیوشیمیایی بر روی ۳۶۰ نمونه برگ درخت کاج نشان دادند که این نمونه‌ها بطور متوسط دارای ۵۷/۹ درصد آب، ۳۵/۵ درصد سلولز، ۲۲/۵ درصد لیگنین، ۰/۹۸ درصد نیتروژن و ۱/۷۱ میلی‌گرم بر گرم ماده خشک (۰/۱۷۱ درصد) کلروفیل هستند. مجموع این اعداد از ۱۰۰ درصد تجاوز می‌کند زیرا این درصدها متوسط هر متشکله است نه میانگین آنها.

همانند اکثر رنگدانه‌ها، تغییر کمی در مقدار کلروفیل باعث تغییرات زیادی در رنگ سبز گیاهان می‌شود. دو نوع کلروفیل a ($C_{55}H_{72}MgN_4O_5$) و کلروفیل ($C_{55}H_{70}$) b (Mg N₄ O₆) وجود دارد که طیف جذبی آنها در شکل ۱-۳ نشان داده شده است (شاندا^۳ ۱۹۸۶). کلروفیل a (آبی-سبز) باندهای جذبی در ۰/۴۳ و ۰/۶۶ میکرون دارد در صورتیکه باندهای جذبی کلروفیل b (زرد-سبز) در ۰/۴۵ میکرون و ۰/۶۴ میکرون می‌باشد. در طبیعت کلروفیل a سه برابر فراوانتر از کلروفیل b می‌باشد (شاندا ۱۹۸۶).



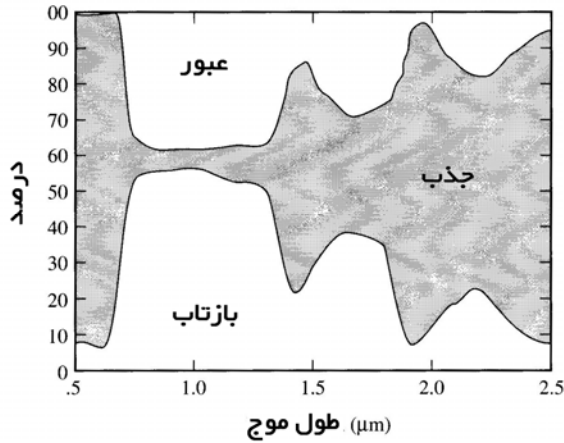
شکل ۱-۲) طیف جذبی کلروفیل a (آبی-سبز) و کلروفیل b (زرد-سبز) (شاندا، ۱۹۸۶).

- 1 - Curran
- 2 - Kupiec
- 3 - Schanda

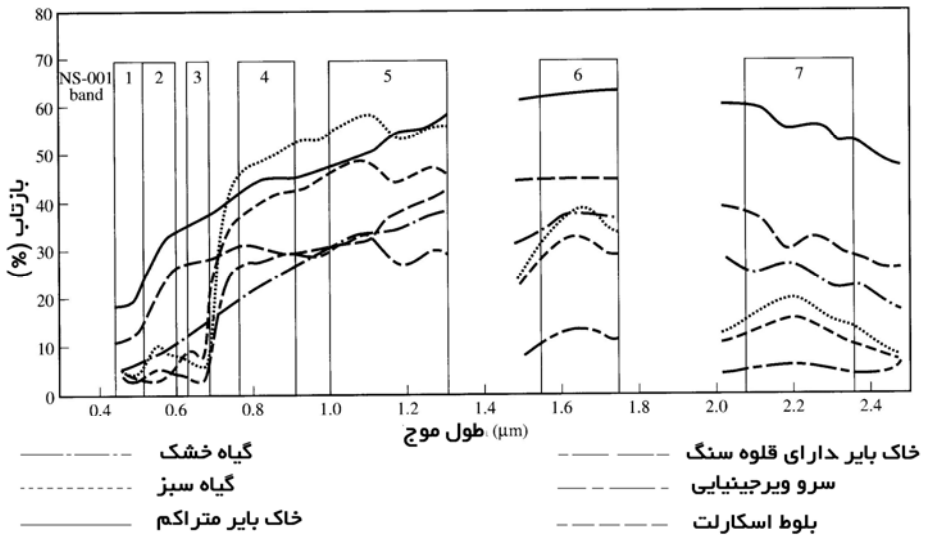
در شکل ۲-۲ کسری از شدت نور کلی که از سطح پهن برگ یک گیاه بازتاب، جذب یا عبور کرده، نشان داده شده است (گوسمان^۱ و همکاران، ۱۹۷۱). برای مثال، در طول موج ۰/۵ میکرون حدود ۷ درصد نور برخوردی بازتابیده می‌شود و ۹۳ درصد باقیمانده جذب می‌شود در صورتیکه در طول موج ۰/۵۵ میکرون، حدود ۹ درصد بازتاب و یک درصد عبور کرده و ۹۰ درصد نور برخوردی جذب می‌شود. بدلیل این بازتاب قوی در ۰/۵۵ میکرون (در محدوده بخش سبز طیف مرئی) گیاهان به رنگ سبز دیده می‌شوند. با این وجود، بازتاب ۹ درصد در مقایسه با خاکها و سنگها نسبتاً تیره است و بدین جهت گیاهان زنده در نور مرئی سبز تیره می‌باشند. با توجه به شکل ۲-۲، در محدوده طول موج مرئی (کمتر از ۰/۶۷ میکرون) جذب حداکثر است که منطبق با فتوسنتز^۲ گیاهان توسط کلروفیل می‌باشد. در طول موج ۰/۷۵-۱/۳۵ میکرون مقدار بازتاب و عبور، بیشترین مقدار است و نشان می‌دهد که اگر برگ سبزی از بالا یا زیر روئیت شود، روشنایی خیلی بالایی خواهد داشت. در این محدوده طول موج اکثر نور بازتابی خورشید می‌تواند از درختان کوتاهتری که در سایه درختان بزرگتر قرار گرفته‌اند و یا از علفهایی که توسط درختهای بزرگ پوشیده شده‌اند، آشکار شود. حداقل بازتابش و عبور، و همچنین حداکثر جذب (شکل ۲-۲) در محدوده باندهای جذب آب در طول موج ۱/۴۵ و ۱/۹۵ میکرون قرار دارد و نشان می‌دهد که محتوی آب برگها در ناحیه طول موج ۱/۴-۲/۰ میکرون بخوبی می‌تواند تعیین شود.

در شکل ۲-۳ بازتابش گیاه سبز، گیاه خشک، سرو ویرجینیایی^۳ و بلوط اسکارلت^۴ (آبرامز^۵ و همکاران، ۱۹۸۴) و باندهای طیفی یک پوششگر چندطیفی هوابرد (شبیه‌ساز نقشه‌بردار موضوعی، NS-001) که بمنظور شبیه‌سازی باندهای طیفی لندست TM برای جمع‌آوری داده‌ها در تعداد باندهای بیشتر طراحی شده، نشان داده شده است. در این شکل دیده می‌شود که در ناحیه طول موجهای آبی و قرمز مرئی (باند ۱ و ۳ سنجندهی NS-001 که مطابق با باندهای ۱ و ۳ لندست TM است) گیاه خشک نسبت به گیاه سبز روشنایی بیشتری دارد، در صورتیکه در باند ۴ سنجنده NS-001 (که مطابق با باند ۴ لندست TM است)، گیاه سبز درخشانتر از گیاه خشک است. در باندهای ۲ و ۶ سنجندهی NS-001 (باندهای ۲ و ۵ لندست TM)، بازتابش گیاه سبز و

-
- 1 - Gausman
 - 2 - Photosynthesis
 - 3 - Virginia
 - 4 - Scarlet
 - 5 - Abrams



شکل ۲-۲) کسری از نور برخورد کل بر روی سطح برگ پهن یک گیاه که بازتابیده، جذب شده و یا از آن عبور می کند (گوسمان و همکاران، ۱۹۷۱).



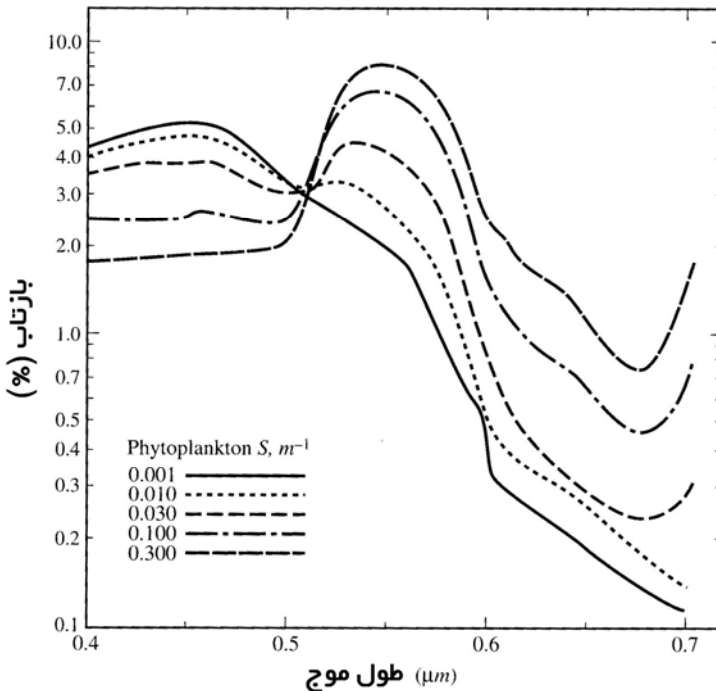
شکل ۲-۳) طیف بازتابش میدانی گیاه سبز، گیاه خشک، سرو و ویرجینیایی و بلوط اسکارلت (آبرامز و همکاران، ۱۹۸۴). باندهای طیفی یک پوششگر چندطیفی شبیه ساز نقشه بردار موضوعی NS-001 متعلق به ناسا نشان داده شده است. باندهای ۴ تا ۷ سنجیده NS-001 مشابه باندهای ۴ تا ۷ و لندست TM هستند. باند ۶ سنجیده NS-001 مشابه باند ۵ لندست TM است (آبرامز و همکاران، ۱۹۸۴).

گیاه خشک تقریباً با هم برابر است، و در باند ۷ سنجنده NS-001 (باند ۷ لندست TM) گیاه خشک درخشانتر از گیاه سبز است. با خشک شدن گیاه سبز، بازتابش آن در باندهای ۲ و ۵ لندست TM بدون تغییر می‌ماند و بازتابش آن در باند ۴ لندست TM کاهش می‌یابد، و در مقابل بازتابش آن در باندهای ۱،۳ و ۷ لندست TM افزایش می‌یابد.

سه نکته مهم دیگر از شکل ۲-۳ استنباط می‌شود. اول اینکه: پوششهای گیاهی سبز افزایش زیادی از بازتابش را در یک محدوده باریک طول موج، از یک بازتابش کم در طول موج قرمز مرئی (حدود ۰/۶۵ میکرون) تا بازتابش حداکثر در طول موج فرورسرخ (۰/۷۵ میکرون) از خود نشان می‌دهند. همانطور که طیف مواد غیرگیاهی ارائه شده در این فصل نشان می‌دهد، این خصوصیات طیفی نقطه اشتراکی (در این محدوده) با دیگر مواد طبیعی ندارند. دوم اینکه: طیف بازتابی گیاهان برگ‌ریز (مثل بلوط اسکارلت) مشابه شکل عمومی طیف بازتابی گیاهان کاج‌مانند (مثل سرو ویرجینیایی) است، ولیکن در طول موجهای کمتر از ۱/۳ میکرون بازتابندگی (درخشندگی) بالاتری دارد. دلیل آن بیشتر بودن سایه ای است که در روی گیاهان برگ سوزنی نسبت به گیاهان کاج‌مانند بواسطه جهت گیری افقی تر برگهای آنها بوجود می‌آید. سوم اینکه: با خشک شدن گیاهان سبز و از دست رفتن شادابی آنها، باند جذبی متفاوتی از برگهای خشک و پوست درختان در طول موج حدود ۲/۳ میکرون دیده می‌شود. در برگهایی که آب خود را از دست نداده‌اند، باندهای جذبی آب، بلندی آن را کاهش می‌دهد. بازتابش طیفی گیاهان اغلب شکل خاصی ندارد و در طول موجهای فرورسرخ گرمایی پائین است. با این وجود، اختلافات کوچکی؛ حداقل در طیفهای آزمایشگاهی در ارتباط با پوشش کوتیکول^۱ که از ویژگیهای گونه‌های برگ سوزنی است، وجود دارد (سالیسبوری^۲ و میلتن^۳، ۱۹۸۸).

گیاهان نسبت به سطح زمین رفتار گرمایی متفاوتی دارند زیرا برگها و سوزنهای گیاهان تبادل گرمایی زیادی با هوای اطراف خود دارند و در اکثر اوقات دمای آنها با دمای هوای اطرافشان یکی است. ولیکن دمای هوا نسبت به سطح زمین در روز کمتر، و در شب بیشتر است و از این رو تفاوت زیادی با برگها و سوزنهای گیاهان دارد. تبخیر و تعریق بعنوان دومین عامل موثر، باعث سرد شدن برگ گیاهان در روز می‌شود. گیاهان کم‌آب گرمتر از گیاهان پرآب بنظر می‌رسند زیرا گیاه کم‌آب تر تبخیر و تعریق کمتری دارد.

شکل ۲-۴ نشان می‌دهد که چگونه طیف بازتابی محاسبه شده آب عمیق اقیانوسی با مقادیر مختلف کلروفیل (برحسب میلیگرم بر مترمکعب) تغییر می‌کند (در^۱، ۱۹۷۲). در صورتیکه دید آئینه‌ای مرتبط با درخشش نور خورشید، که زاویه برخورد و زاویه دید برابر بوده و در یک صفحه قرار دارند، در نظر گرفته نشود؛ آب عمیق اقیانوسی در تمامی طول موجها، همانطور که در شکل ۲-۴ با منحنی طیفی آب اقیانوسی دارای حداقل مقدار کلروفیل (۱ میلی‌گرم بر مترمکعب) نشان داده شده است، کاملاً تیره است.



شکل ۲-۴) تغییر محاسبه شده در بازتابش کلی آب اقیانوس با افزایش غلظت فیتوپلانکتون^۲ (در، ۱۹۷۲).

با وجودیکه آب در ناحیه مرئی بازتابش کمی دارد، تراگسیلندگی^۳ مرئی آن بویژه در ناحیه طیف آبی- سبز زیاد است. بنابراین، در آب کم عمق (کمتر از ۳۰ متر)، طیف بازتابی

1 - Derr
2 - Phytoplankton
3 - Transmittance

درخشانی از کف، قابل رویت است و نقشه برداری نیمه کمی کف آب (عمق سنجی^۱) را ممکن می‌سازد. قابلیت عبور آب با افزایش طول موج در ناحیه مرئی کاهش یافته و از عمق سنجی جلوگیری می‌کند. بنابراین اگر مواد کف درخشندگی کافی داشته باشند، می‌توان با مقایسه طول موجهای مرئی کوتاه تا بلند عمق آب را تعیین کرد (پولسین^۲ و لیزنگا^۳، ۱۹۷۳). آب عمیق، در طول موج فرورسرخ گرمایی که بازتاب آن مشخصاً کمتر از یک درصد و تراگسیلندگی آنقدر کم است که نور بیش از چند اینچ در آن نفوذ نمی‌کند، از اکثر مواد تیره تر است.

حجمهای عظیم آب، شبیه دریاچه‌ها و اقیانوس، در یک چرخه روزانه نسبت به خشکیها دمای ثابت تری دارند. در طی روز نورخورشید جذب بخشهای فوقانی (حدود ۷۰ متر) یک ستون آب شفاف می‌شود (اگر فیتوپلانکتون و مواد معلق وجود داشته باشند این مقدار کمتر می‌شود) و در شب با یک جریان همرفتی دمای آب گرمتر به جو پس داده می‌شود؛ در مقابل در طی روز چند میلیمتر فوقانی خاکها و سنگها گرم می‌شود، بنابراین توده‌های عظیم آب در شب گرمتر از زمین و در روز (بجز مواقعی از سال که زمین پوشیده از یخ و برف است) از آن سردتر است. حداکثر بازتاب خالص دریایی در طول موج حدود ۰/۴۵ است ولیکن اگر مقداری فیتوپلانکتون در آب وجود داشته باشد (همانطور که در شکل ۲-۳ نشان داده شده است) حداکثر بازتابندگی به محدوده طول موج سبز حدود ۰/۵۵ میکرون منتقل می‌شود. این تغییر می‌تواند برای تعیین مقدار کلروفیل a، حتی در آبهای درون خشکیها، بکار گرفته شود (دکر^۴ و همکاران، ۱۹۹۵). در خلاصه سنجش از دور برای تعیین کیفیت آب خشکیها، اذعان کرده‌اند که مقدار کلروفیل a دریاچه‌های وچت^۵ در مرکز هلند، با نسبت طیفی باندهای طیفی باریکی در محدوده ۰/۶۹۸-۰/۷۱۴ میکرون و ۰/۶۷۱-۰/۶۸۴ میکرون مطابقت زیادی دارد و مقدار کلروفیل a با صحت تقریبی ۹/۵ میلی‌گرم بر مترمکعب می‌تواند تعیین شود. همچنین آنها با استفاده از پوششگرهای هوابرد با باندهای باریک طیفی، توانستند مقدار سیانو- فیکوسیانین^۶ (تولیدشده توسط سیانوباکتریها^۷) را با دقت ۲۰ میلی‌گرم بر مترمکعب و وزن خشک سستون^۸ (جامدات

1 - Bathy Metery

2 - Pulcyn

3 - Lyzenga

4 - Dekker

5 - Vecht

6 - Cyano-Phycocyanin

7 - Cyano Bacteria

8 - Seston

معلق) را با دقت ۴/۹ میلیگرم بر مترمکعب تعیین کنند. داده‌های ماهواره‌ای با قدرت طیفی نسبتاً پائین، مثل لندست TM و اسپات ۱^۱، برای کار با چنین الگوریتمهای تجزیه‌ای^۲ مناسب نیستند و بین کلروفیل a و مواد معلق نمی‌توانند تمایزی قائل شوند (دکر^۳ و همکاران، ۱۹۹۵). باندهای طیفی این ماهواره‌ها برای این نوع کاربرد خیلی پراکنده هستند و برای تعیین کیفیت منابع آب باید از سنجنده‌هایی با باندهای طیفی باریک استفاده کرد.

بعد از آب و گیاه، برف معمولترین ماده‌ای است که سطح زمین را می‌پوشاند. برف در طول موجهای کوتاه حدود ۱/۳ میکرون، همانطور که در شکل ۲-۵ برای برف با سه اندازه مختلف دانه‌ها (یخزده، نرم و درشت) یا درجه تازگی آن نشان داده شده (سالیسبوری^۴ و همکاران، ۱۹۹۴)، از اکثر مواد زمین درخشانتر است. هر چه سن برف بیشتر باشد، ذرات آن درشت‌تر شده و بازتابندگی آن کاهش می‌یابد (سالیسبوری و همکاران، ۱۹۹۴) و در نتیجه در طول موجهای کوتاه ۳/۰ میکرون بازتابندگی حجمی بیش از بازتابندگی آئینه‌ای می‌شود. در طول موج ۲/۵-۱/۵ میکرون، نسبت به طول موجهای کوتاهتر، برف بازتابندگی کمتری نشان می‌دهد و در طول موجهای بین ۱/۱ و ۱/۵ میکرون بازتابندگی آن از هر مادی شناخته شده‌ای در روی زمین کمتر است. در ناحیه طول موج فروسرخ گرمایی، بازتابندگی برف خیلی کمتر است (کمتر از ۳ درصد) (سالیسبوری و همکاران، ۱۹۹۴). همچنین برف، بویژه در روشنایی روز، از اکثر مواد زمین سردتر است.

کانیها و سنگها

هدف این بخش معرفی مجموعه گوناگونی از طیف سنگها و کانیهاست که رفتارهای بازتابندگی متفاوتی را نشان می‌دهند. به این دلیل که هر کانی ترکیب شیمیایی و ساختار بلوری متفاوتی دارد، و چون سنگها از مجموعه‌ای از کانیها تشکیل شده‌اند، بدیهی است که بازتابندگی سنگها و کانیها بسیار متفاوت است و می‌تواند خود به تنهایی یک کتاب را تشکیل دهد. تمامی طیف‌هایی که در اشکال بعدی نشان داده شده‌اند، برای نمونه‌هایی است که اندازه ذرات آنها در حدود ۵۰۰-۱۰۰ میکرون است برابر با زبری طبیعی سطح سنگ می‌باشد. یک نمونه خاص و یک سنگ با سطح زبر، رفتار طیفی یکسانی دارند.

1 - Spot-1

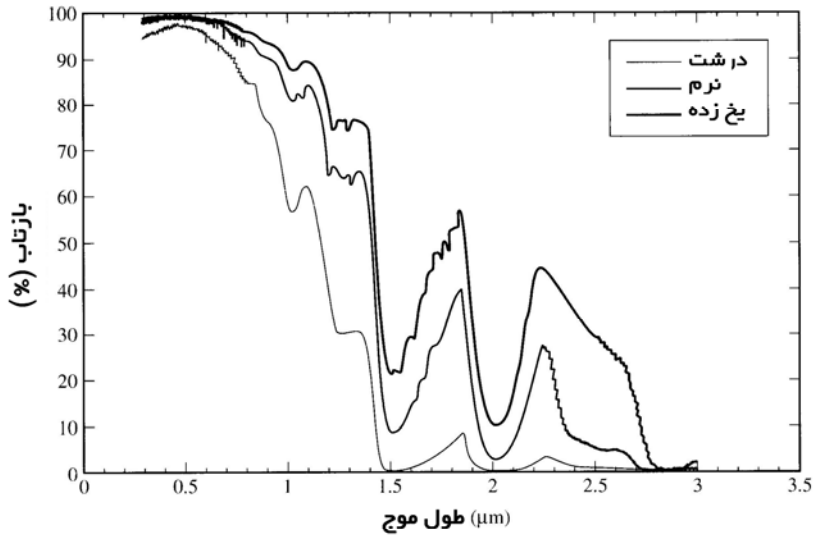
2 - Analytical Algorithm

3 - Decker

4 - Salisbury

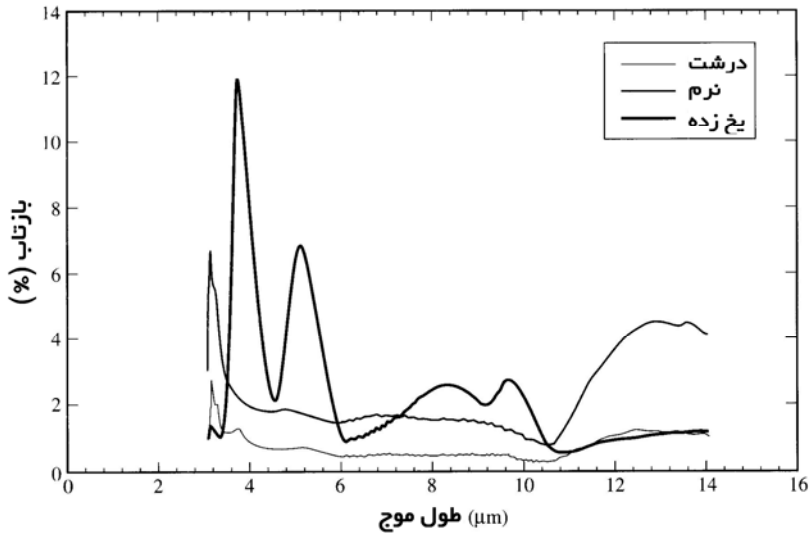
الف

برف: ۱-درشت ۲-نرم ۳-یخ زده (۰/۳-۳۰ میکرون)



ب

برف: ۱-درشت ۲-نرم ۳-یخ زده (۳-۱۴ میکرون)



شکل ۲-۵) طیف بازتابی محاسبه شده سه نوع متفاوت برف (درشت، ریز و یخ زده) برای الف- ناحیه طول موج ۰/۳-۳۰ میکرون، ب- ناحیه طول موج ۳-۱۴ میکرون (سالیسبوری و دآریا).

طیف کانیاها در طول موج ۰/۴-۲/۵ میکرون از طیف آزمایشگاهی ۱۶۰ کانیا (گرو^۱ و همکاران، ۱۹۹۲) که در آزمایشگاه جت- پروپولشن^۲ موسسه فن آوری کالیفرنیا^۳ اندازه گیری شده، اقتباس گردیده است. در این آزمایشگاه، سنجشهای بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار^۴ نسبت به استاندارد پودر پولی تترا فلورواتیلن^۵ با نام تجاری "هالون"^۶ انجام شده است. در آخرین پیشنویس گزارش نهایی، موسسه فن آوری کالیفرنیا این طیف به بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار مطلق^۷ (که در آن اثرات بازتابندگی پودر استاندارد برطرف شده است) بهنجار شده است. طیف ۲-۲۵ میکرون کانیاها که در قسمتهای بعدی آورده شده، از کارهای آزمایشگاهی سالیسبوری و همکاران (۱۹۹۱) اقتباس گردیده است. طیف فروسرخ گرمایی توسط سنجشهای بازتابندگی مخروط‌الطرفین^۸ نسبت به یک استاندارد انجام شده است. از آنجاییکه روشهای سنجش و نمونه کانیاهای طیف‌های آزمایشگاهی در طول موج ۰/۴ - ۲/۵ میکرون و ۲ - ۲۵ میکرون یکسان نیستند، منحنیهای بازتابندگی طیفی دو آزمایشگاه برای یک کانیا خاص در محدودی همپوشانی ۲ - ۲۵ میکرون مطابقت کمی کاملی ندارند.

اندازه اکثر کانیاهای ذکر شده در زیر برای طیف با طول موج ۰/۴ - ۲/۵ میکرون، ۱۲۵-۵۰۰ میکرون و برای طیف طول موج ۲-۲۵ میکرون، ۷۴-۲۵۰ میکرون یا به اندازه دانه‌های ماسه با اندازه متوسط می‌باشد. نمونه‌های ریزدانه مانند اکسیدهای آهن و رس‌ها که معمولاً و یا هرگز در محدوده اندازه دانه‌های ماسه تشکیل نمی‌شوند، برای طیف با طول موج ۰/۴ - ۲/۵ میکرون ابعادی در حد ۵-۴۵ میکرون و برای طیف با طول موج ۲-۲۵ میکرون ابعادی در حد ۵-۷۵ میکرون، یا به اندازه ذرات رس- سیلت^۹ دارند. هر جا که طیف نمونه‌های با اندازه رس- سیلت استفاده می‌شود، تیترا دیگرام شامل عبارت "کمتر از ۴۵ میکرون" می‌باشد.

چندین منحنی بازتابندگی طیفی اندازه‌گیری شده سطوح سنگ در ادامه این فصل نشان داده خواهد شد. طیف بازتابندگی سنگی با سطح به اندازه دانه ماسه را می‌توان از طیف بازتابی کانیاهای متشکله با استفاده از معادله ۱-۵ و با این فرض که سیمان (سیلیس یا کربنات کلسیم)

-
- 1 - Grove
 - 2 - Jet Propulsion Laboratory
 - 3 - California Institute of Technology
 - 4 - Directional Hemispherical Reflec Tance
 - 5 - Polytetra Fluoro Ehylene
 - 6 - Halon
 - 7 - Absolute Directional Hemispherical Reflec Tance
 - 8 - Biconical Reflectance
 - 9 - Silt

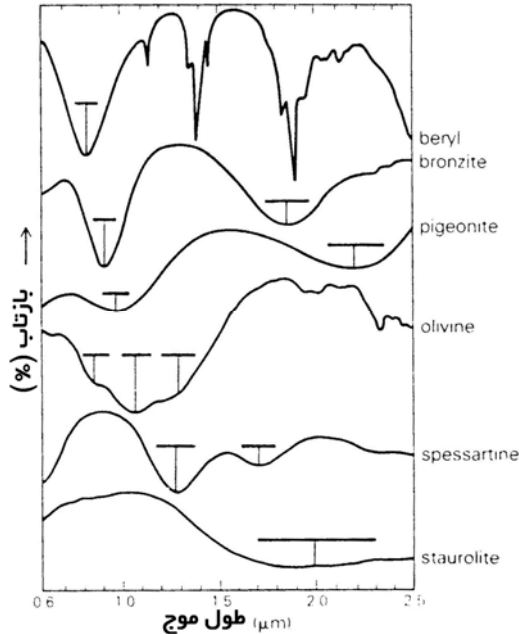
یک متشکله اضافی سنگ است، بازسازی کرد. این مشکلات در انتهای این فصل توضیح داده می شود.

الف- اثرات ترکیب شیمیایی بر روی طیف کانیاها

اکسیژن، سیلیسیم و آلومینوم مهمترین متشکله سنگها و کانیاها می باشند و در درجه دوم فراوانی عناصر آهن، کلسیم، منیزیم، سدیم و پتاسیم قرار دارند. اتمهای اکسیژن، سیلیسیم و آلومینوم دارای پوسته های الکترونی هستند که تبادل آنها در سطوح مختلف انرژی دارای اثرات اندک و یا بدون اثر بر روی طیف آنها در باندهای مرئی تا فروسرخ نزدیک دارد. در مقابل عناصر با فراوانی کمتر اثرات بیشتری بر روی طیف کانیاها دارند. سطوح مجزای انرژی عناصر با تغییر در ظرفیت یونهای آنها، نوع پیوند و ارتباط آنها با دیگر یونها (عدد کوردیناسیون) متفاوت می باشد. از آنجائیکه عناصر فلزات انتقالی نظیر آهن، مس، نیکل، کرم، کبالت، منگنز، وانادیم، تیتانیوم و اسکاندیوم دارای ظرفیت های یونی متفاوتی می باشند، دارای اثرات زیادی بر طیف کانیاها می باشند. از آنجائیکه آهن فراوانترین این عناصر است، بیشترین اثر را بر طیف کانیاها و سنگهای متشکله نشان می دهد. در شکل ۲-۶ طیف بازتابی چندین کانی آهن دار نشان داده شده است. اشکال متفاوت بازتابش کانیاها در طول موجهای مختلف بسته به تقارن، درجه واپیچش شبکه و کوردیناسیون یونهای فرو می باشد. در این شکل بخوبی مشخص است که طیف بازتابی هر یک از کانیاها دارای یک فرورفتگی الکترونی می باشد. تمامی این اشکال و بویژه فرورفتگی هر کدام از طیفها، بواسطه انتقالات الکترونی و منتج از اثرات میدان کریستالی^۱ است.

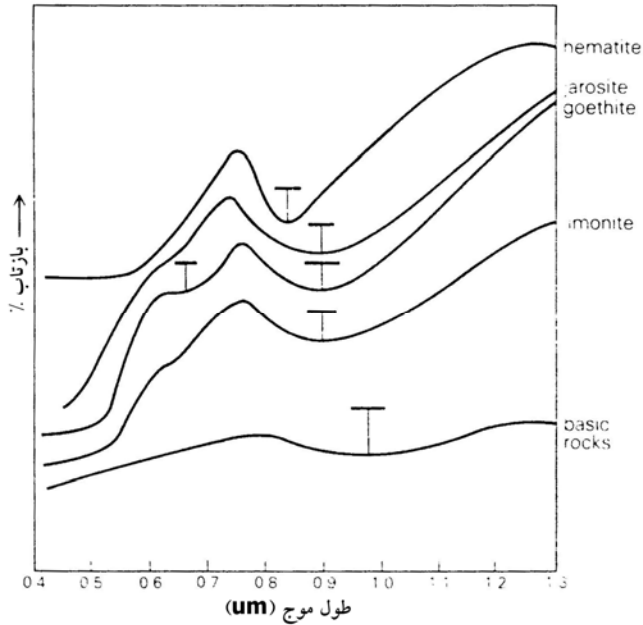
نوع دیگری از انتقال الکترونی در نتیجه حرکت الکترونها در بین یونهای فلزی است که به هیچکدام از یونها وابستگی قوی ندارند و انرژی آنها بقدری است که می توانند بین یونهای مجاور جابجا شوند. این نوع انتقال الکترونی در فلزها عاملی برای رسانایی آنها است. انتقال الکترونی مشابهی نیز در کانیاها رخ می دهد و عامل آن القاء انرژی در طول موجهای باریک امواج الکترومغناطیس است که یکی از نتایج آن صور جذبی کانیاهاست. این نوع از انتقال الکترونی، جابجایی بار الکتریکی گفته می شود و معمولترین نوع آن در کانیاها مهاجرت الکترونها از آهن به اکسیژن است که نتیجه آن باند جابجایی Fe-O در طول موجهای کوتاهتر از

حدود ۰/۵۵ میکرون می باشد. جابجایی بار الکتریکی تقریباً در تمامی کانیه‌های آهن‌دار دیده می شود و در نتیجه آن یک فرورفتگی در طیف بازتابی آنها در انتهای طول موج آبی به بعد وجود دارد. (شکل ۲-۷) این موضوع در اکسیدهای آهن بخوبی دیده می شود و دلیلی است برای اینکه چرا این کانیه‌ها و سنگها به رنگهای زرد، پرتقالی، و یا قرمز دیده می شود.

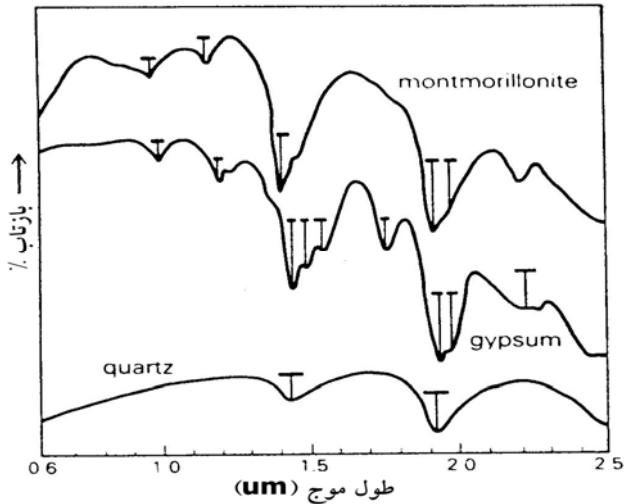


شکل ۲-۶) تعداد و موقعیت صوری (نشانه های T شکل) که بواسطه انتقال الکترونها در کانیه‌های آهن دار شبیه به کوردیناسیون یونهای Fe^{+2} در ساختار مولکولی آنها حاصل شده است (دروری، ۱۹۸۷).

در بخش مرئی تا فرورسرخ نزدیک طیف کانیه‌ها، مهمترین انتقالات ارتعاشی همراه با حضور یونهای هیدروکسیل OH یا مولکولهای انکلوزیون سیال و یا در ساختار کانی می باشد. مولکولهای آب سه نوع تبادل ارتعاشی اساسی دارند که عبارتند از: کشش پیوند H-O-H در ۳/۱۱ و ۲/۹۰ میکرون و خمش پیوند در ۶/۰۸ میکرون. در نتیجه یکی از این نوع تبدلات و یا ترکیب آنها، صور جذبی در طول موجهای ۱/۹، ۱/۴، ۱/۱۴ و ۰/۹۴ میکرون در کانیه‌های واجد آب رخ می دهد (شکل ۲-۸).

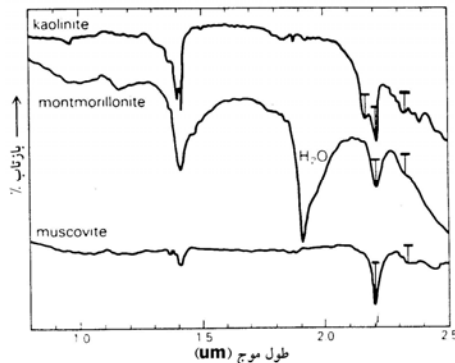


شکل ۷-۲) اکسیدهای آهن و هیدروکسیدها بواسطه اثرات میدان کریستالی و جابجایی بار الکتریکی صورت جذب را نشان می دهند (نشانه های T شکل). حضور آهن در کانیهای رسی عاملی برای صورت مشابه در طیف این کانیها می باشد (دروری، ۱۹۸۷).

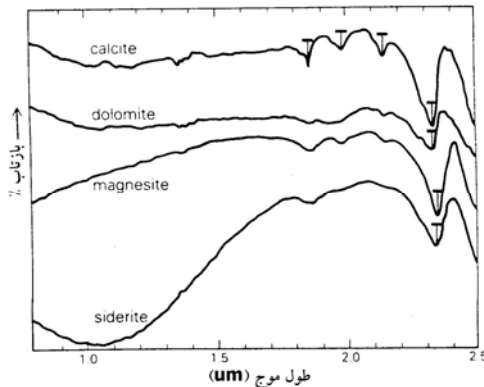


شکل ۸-۲) کانیهایی که از نظر شیمیایی دارای آب پیوندی هستند، صورت جذب نزدیک به طول موجهای انتقالات کششی پیوند H-O-H (نشانه های T شکل) نشان می دهند. در ژئیس و یا کانیهای مشابه هیچکدام از این صورت بدلیل حضور یون SO_4^{2-} نمی باشند (دروری، ۱۹۸۷).

بسیاری از سیلیکاتهای دارای یونهای هیدروکسیل، تنها یک انتقال کششی پیوند اساسی در ۲/۷ میکرون وجود دارد. نوع دیگری از انتقال الکترونی پیوندها در Mg-OH و Al-OH رخ می دهد. انتقال نوع اول و دوم بترتیب صور جذبی در ۲/۳ و ۲/۲ میکرون بوجود می آورند. این نوع از صور جذبی در میکاها و کانیهای رسی بخوبی دیده میشوند (شکل ۲-۹) و از مشخصات کانیهای هیدروکسیل دار می باشند. انتقالات ارتعاشی مشابهی در کانیهای کربناته رخ می دهد که از مشخصات ویژه آنهاست. این نوع انتقال در پیوند C-O در یون CO_3^{2-} رخ می دهد و در نتیجه آن تشکیل صور جذبی در ۱/۹، ۲/۰، ۲/۱۶ و ۲/۵۵ میکرون می باشد (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۹) پیوندهای Al-OH و Mg-OH در کانیهای رسی و میکاها صور جذبی مشخصی در طیف آنها ایجاد می کند (نشانه های T شکل). این مشخصه در کنار دیگر مشخصات طیفی کانیهای نامبرده بخوبی می تواند در تشخیص آنها که عمده محصولات فرآیندهای هیدروترمال یا رسوبی هستند، مفید واقع شود (دروری، ۱۹۸۷).



شکل ۲-۱۰) انتقال ارتعاشی الکترون در نتیجه پیوند C-O تولید صور جذبی در طیف بازتابی کربناتها می کند (نشانه های T شکل). بارزترین این اشکال جذبی نزدیک ۲/۳۵ رخ می دهد که می تواند ابزاری برای تمایز کربناتها از رسها باشد.

در بخشی از امواج الکترومغناطیس منتشر شده از سطح زمین که به حد بالای خود می رسد و پنجره های اتمسفری اجازه ثبت بازتابشها را می دهند (طول موج ۸ تا ۱۴ میکرون)، مهمترین انتقالات الکترونی مربوط به پیوندهای Si-O می باشد. در طیف بازتابی کوارتز یک فرورفتگی در طول موج ۸ تا ۹ میکرون وجود دارد که دلیل آن انتقالات الکترونی در پیوند Si-O می باشد. در شکل ۲-۱۱ فرورفتگی در طیف کانیهای سیلیکاته در محدوده طول موج ۸ تا ۱۴ میکرون بخوبی قابل مشاهده است. بر اساس ساختار متفاوت کریستالی سیلیکاتها، این فرورفتگی در صور طیف بازتابی آنها در موقعیتهای مختلفی حاصل می شود و به طبع آن نیز برجستگی مجاور آنها در طول موجهای کوتاهتر نیز موقعیتهای متفاوتی خواهند داشت. این موضوع بدین دلیل است که اتمهای اکسیژن در تترائدر SiO_4 سیلیسکاتهای مختلف به روشهای متفاوت به اشتراک گذاشته می شوند. در کانیهای فلسیک این فرورفتگی در طیف بازتابی و برجستگی مجاور آن در طول موجهای آن در طول موجهایی کمتر از طیف بازتابی کانیهای مافیک است که به آن جابجایی فلسیک گفته می شود و از مزایایی است که می تواند در سنجش از دور کانیهای سیلیکاته مفید واقع شود.

در محدوده طول موج فرورسرخ میانی، صور طیفی بازتابی غیر سیلیکاتها متفاوت از سیلیکاتها می باشد (شکل ۲-۱۲). چنانچه حتی مقدار اندکی از این کانیهای غیر سیلیکاته در مجموعه سیلیکاته ای وجود داشته باشد، می تواند بخوبی از دیگر سنگها مانند کربناتها تشخیص داده شوند و همچنین هر دوی آنها می توانند بسهولت از کانیهای آهندار تفکیک شوند.

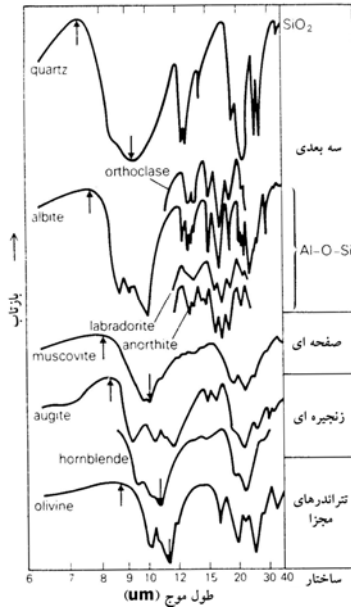
ب- مثالهایی از مشخصات طیفی کانیهای سیلیکاته

کانیهای سیلیکاته تشکیل دهنده سنگها به دو دسته کلی مافیک^۱ (تیره) و فلسیک^۲ (روشن) تقسیم می شوند. سیلیکاتهای فرومنیزینه^۳ که در ساختمان بلورین خود آهن و منیزیم زیادی دارند، کانیهای مافیک هستند. سیلیکاتهای تشکیل دهنده سنگ با آهن و منیزیم کم، کانیهای فلسیک می باشند. طیف بازتابی کانیهای سیلیکاته در ناحیه طول موج ۲/۵-۰/۴ میکرون با مقدار

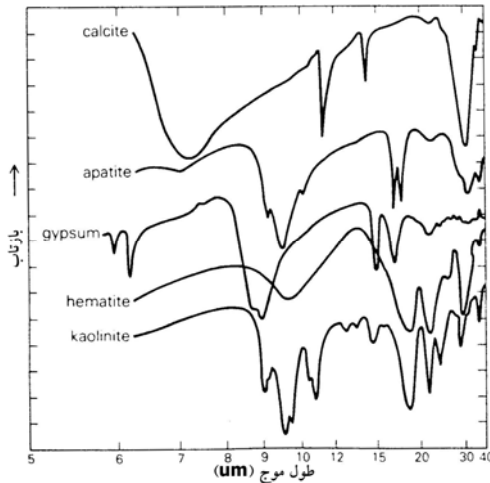
1 - Mafic

2 - Felsic

3 - Ferromagnesian



شکل ۲-۱۱) بواسطه تنها تفاوت در ساختار سیلیکاتها، فرورفتگی در طیف بازتابی آنها بواسطه پیوند Si-O و برجستگی مجاور آن در طول موجهای کوتاهتر، در موقعیتهای متفاوتی از طول موج فروسرخ نزدیک رخ می دهد. صور طیفی نشان داده شده در این شکل از آزمایشهای تجربی نتیجه شده اند (دروری، ۱۹۸۷).



شکل ۲-۱۲) طیف بازتابی کانیههای غیر سیلیکاته در محدوده امواج فروسرخ میانی و حرارتی، صور کاملاً متفاوت با طیف بازتابی سیلیکاتها نشان می دهند و دارای تفاوتیهای بارزی با یکدیگر هستند و بدین لحاظ ابزاری برای تفکیک لیتولوژی در این محدوده طول موج می باشند (دروری، ۱۹۸۷).

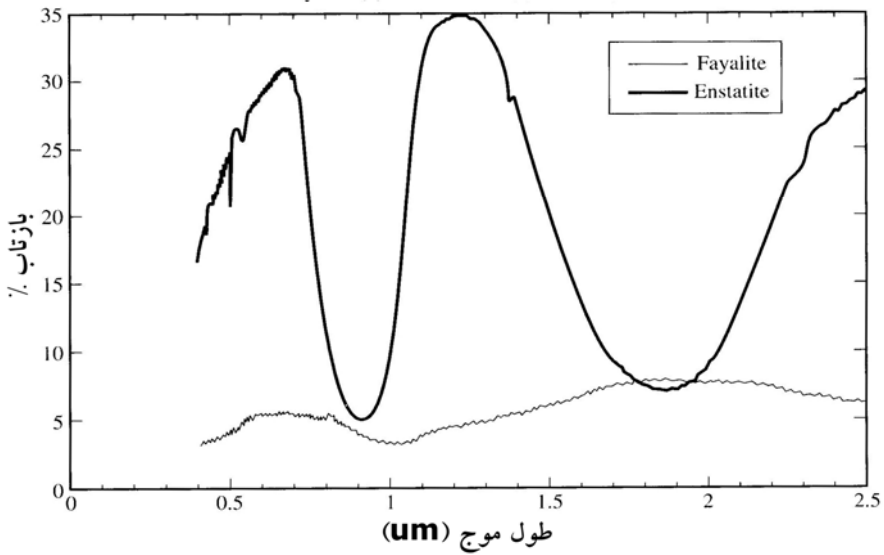
آهن فرو (Fe^{+2})، یونهای هیدروکسیل (OH^-) و آب (H_2O) موجود در ساختمان بلورین سیلیکات افزایش می‌یابد. در مورد باندهای جذبی که به واسطه یونهای Fe^{+2} و OH^- , Mg^{+2} حاصل می‌شود، چندین عبارت وجود دارد و این فکر را تداعی می‌کند که موقعیت طیفی دقیق یک باند جذبی با نوع کانی تغییر می‌کند زیرا برهم‌کنش یونها با میدان بلوری اطراف آن، موقعیت باند جذبی را تعیین می‌کند.

آهن فرو همانند دیگر یونهای فلزی انتقالی، بسته به ساختمان بلوری کانی و مقدرا ناخالصی، می‌تواند تعدادی باندهای جذبی متفاوت ایجاد کند. عدد کوردیناسیون^۱ و تقارن مکانی یون فلز انتقالی، نوع پیوند یا لیگاند تشکیل شده (با اکسیژن یا دیگر اتمها)، فواصل بین اتمی لیگاند فلزی و واپیچش مکان یون فلزی همگی در تعیین طول موج خاصی که باند جذبی در آن صورت می‌گیرد، مفید هستند (هانت و سالیسبوری، ۱۹۷۰). باندهای با تن بالا در طول موجهایی که بسامد (متناسب با طول موج) یک باند جذبی اولیه دو، سه و یا چندین برابر است، حاصل می‌شود و باندهای ترکیبی در جاییکه بسامدهای دو یا چند باند جذبی اولیه اضافه شود، بوجود می‌آید.

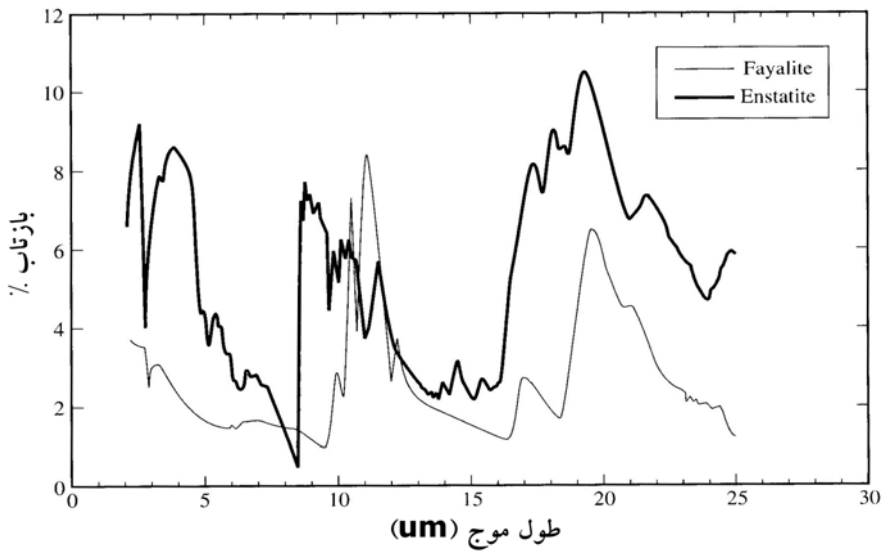
در شکل ۲-۱۳ طیف بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار هشت کانی سیلیکاته تشکیل دهنده سنگها فایالیت (الیوین)، انستاتیت (پیروکسن)، ترمولیت (آمفیبول)، بیوتیت (میکا)، آنورتیت (فلدسپار پلاژیوکلاز)، آلبیت (فلدسپار پلاژیوکلاز)، ارتوکلاز (فلدسپار پتاسیم) و کوارتز) در طول موج ۲/۵-۰/۴ میکرون (گروو و همکاران، ۱۹۹۲) و طیف بازتابندگی مخروط‌الطرفین در طول موج ۲-۲۵ میکرون (سالیسبوری و همکاران، ۱۹۹۱) نشان داده شده است. ناحیه ۰/۴-۲/۵ میکرون برای هر هشت کانی با استفاده از تعاریف هانت و سالیسبوری (۱۹۷۰) در مورد محل باندهای جذبی توضیح داده خواهد شد، و با بحث پیرامون سیماهای طیفی آنها در ناحیه ۲-۲۵ میکرون ادامه خواهد یافت.

انستاتیت دو بازتابندگی قوی حداقل را در طول موجهای ۰/۹ و ۱/۸۴ میکرون که ناشی از جذب آهن فرو است، نشان می‌دهد. حداقل بازتابندگی ترمولیت در ۱/۳۹، ۲/۱۱، ۲/۳۰، ۲/۳۸ و ۲/۴۶ میکرون است و ناشی از باندهای ترکیبی و تن‌بالا یون هیدروکسیل از باندهای جذب اولیه واقع در ناحیه طول موج فرسرخ گرمایی است. (توجه: پیوندهای OH^- مشخصاً در طیف کانیها و سنگهای دگرگونی و همچنین در رس‌ها دیده می‌شود). در طول موجهای کوتاهتر، ترمولیت

الف-۱- فایالیت (۱) و انستاتیت (۲) (۲/۵-۰/۴ میکرون)

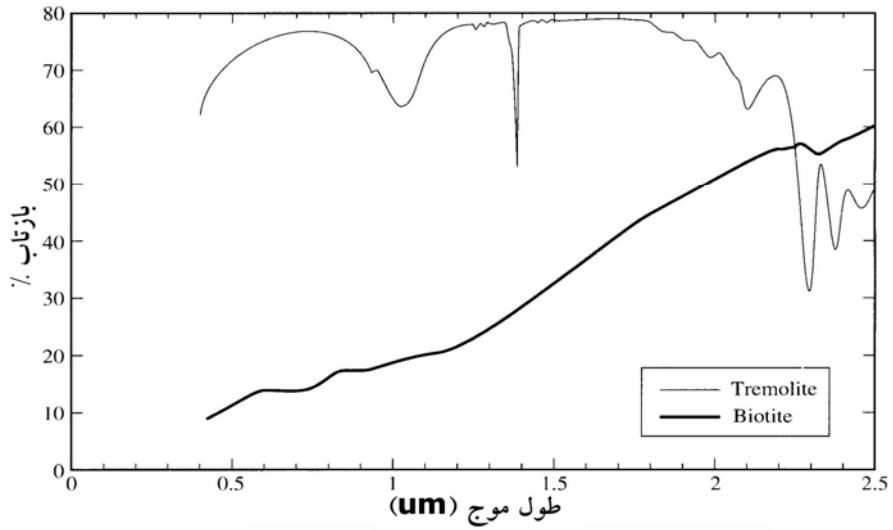


الف-۲- فایالیت (۱) و انستاتیت (۲) (۲-۲۵ میکرون)

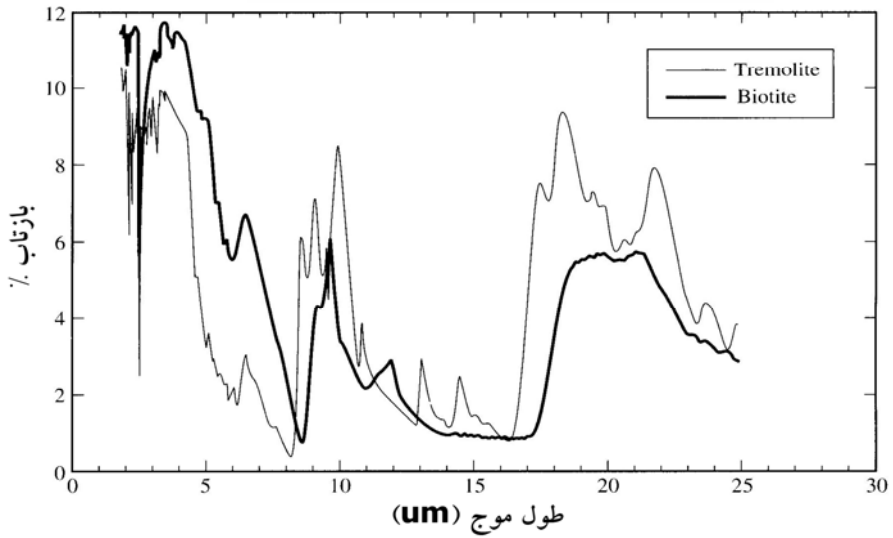


شکل ۲-۱۳) طیف بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار در ناحیه طول موج ۰/۴-۲/۵ میکرون و طیف بازتابندگی مخروط‌الطرفین در ناحیه طول موج ۲-۲۵ میکرون برای هشت کانی سیلیکاته تشکیل‌دهنده سنگها: الف) فایالیت و انستاتیت (سالیسبوری و همکاران، ۱۹۹۱).

ب-۱ - ترمولیت (۱) و بیوتیت (۲) (۲/۵-۲/۴ میکرون)

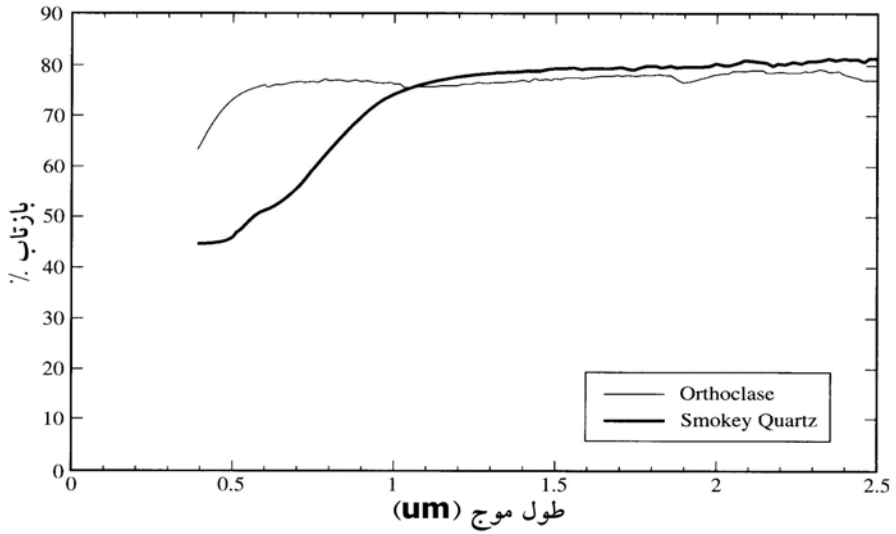


ب-۲ - ترمولیت (۱) و بیوتیت (۲) (۲/۵-۲ میکرون)

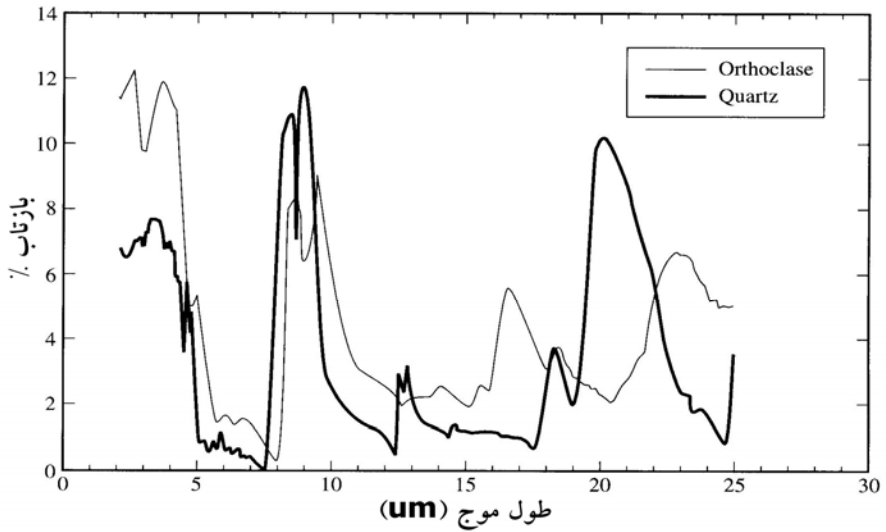


ادامه شکل ۲-۱۳) ب- ترمولیت و بیوتیت.

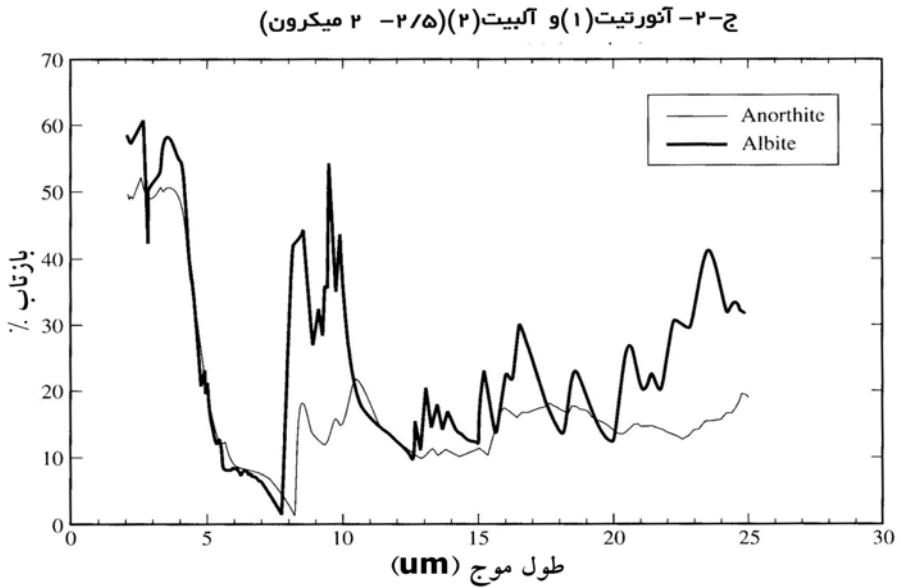
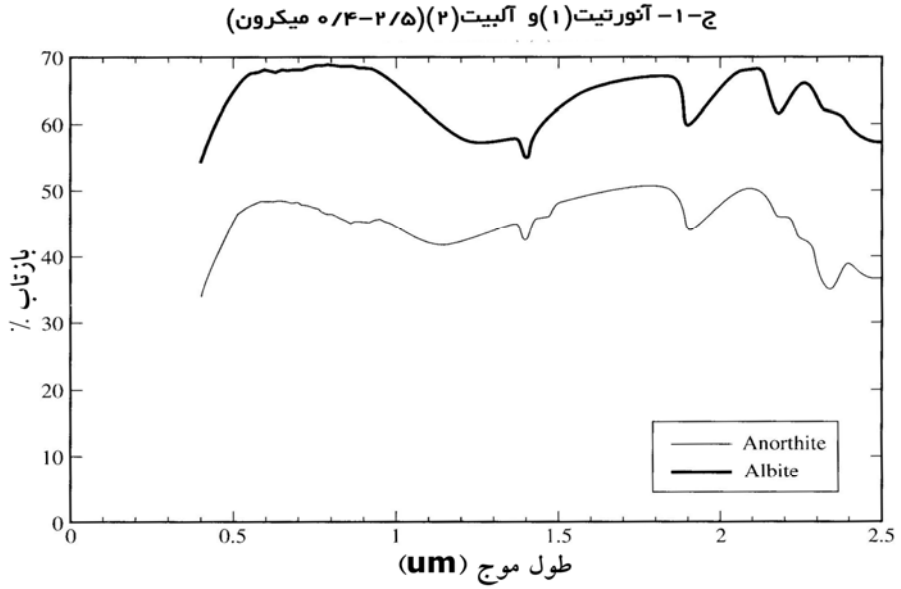
د-۱- ارتوکلاز (۱) و کوارتز دودی (۲) (۲/۵-۴/۰ میکرون)



د-۲- ارتوکلاز (۱) و کوارتز دودی (۲) (۲/۵-۲ میکرون)



ادامه شکل ۲-۱۳ ج- آنورتیت و آلپیت.



ادامه شکل ۲-۱۳) د- ارتوکلاز و کوارتز دودی.

یک باند جذبی آهن فرو در طول موج $1/03$ میکرون نشان می‌دهد. بیوتیت حداقل بازتابندگی بسیار پایایی را در نزدیک طول موج $0/74$ و $1/21$ میکرون نشان می‌دهد که ناشی از جذب آهن فرو است. همچنین بیوتیت حداقل بازتابندگی بسیار پایایی را در $2/33$ و $2/39$ میکرون نشان می‌دهد که ناشی از باندهای ترکیبی و تن بالا OH^- است. توجه داشته باشید که بازتابندگی بیوتیت بطور پیوسته از حدود ۱۰ درصد در $0/4$ میکرون تا حدود ۶۰ درصد در $2/5$ میکرون افزایش می‌یابد که یک منحنی طیفی غیرمعمول است.

آنورتیت و آلپیت روشنایی متوسطی دارند و سیمای طیفی پایایی از خود نشان می‌دهند. باندهای جذبی نسبتاً باریک (بازتابندگی حداقل) در $1/4$ و $1/9$ میکرون از آب ادخالهای سیال^۱ حاصل می‌شود. حداقل بازتابندگی وسیع آنورتیت نزدیک $1/18$ میکرون و در آلپیت نزدیک $1/26$ میکرون است و هر دو مشابهاً بواسطه جذب آهن فرو حاصل می‌شود. باند $2/2$ میکرون در آلپیت بواسطه آلتراسیون^۲ اولیه به سریسیت^۳ و کائولینیت^۴ است که هر دو در ناحیه این طول موج حداقل بازتابندگی را نشان می‌دهند. دو بازتابندگی حداقل کوچک، در نزدیک $2/34$ و $2/84$ میکرون، توسط یون هیدروکسیل حاصل می‌شود؛ اما اولین بازتابندگی حداقل بین دو باند ترمولیت است که در بالا توضیح داده شد. به استثنای بازتابندگی کاهش یافته کوارتز در طول موجهای کوتاه $1/1$ میکرون، که ناشی از تخریب تابش (کوارتز دودی) است، ارتوکلاز و کوارتز روشن و تقریباً بدون شکل هستند.

در ناحیه طول موج ۲-۲۵ میکرون، تعدادی از باندهای پرتو باقیمانده بدلیل ارتعاشات تترائدرهای SiO_4 (واحدهای سازندی کانیهای سیلیکاته) در شبکه بلورین صورت می‌گیرد. اگرچه باندهای ترکیبی و تن بالا این ارتعاشات (که در شیشه بدلیل عدم وجود شبکه بلورین، وجود ندارد) در ناحیه طول موج ۸-۱۴ میکرون حاصل می‌شود، بزرگترین باندهای پرتوهای باقیماندگی کوارتز در این ناحیه در طول موجهای $8/5$ و $9/0$ میکرون متمرکز می‌شود. بزرگترین باندهای پرتوهای باقیمانده فایالیت (الیون آهن‌دار) در پنجره اتمسفری ۸-۱۴ میکرون در طول موجهای $10/7$ ، $11/2$ و $12/1$ میکرون متمرکز می‌شود. تفاوت‌های بین ساختار بلوری کوارتز و فایالیت که با چگونگی تشکیل این کانیها از مذاب سیلیکاته ارتباط دارد، در تعیین موقعیتهای متفاوت این باندهای پرتو باقیمانده نقش دارد. برای توجیه این عبارت می‌توان از دیاگرام

-
- 1 - Fluid Inclusion
 - 2 - Alteration
 - 3 - Sericite
 - 4 - Kaolinite

سریهای واکنشی بوون (شکل ۲-۱۴) (مونت گومری^۱ و دیت^۲، ۱۹۹۴)، که ۷۰ سال پیش توسط زمین‌شناسی بنام نورمن ال بوون^۳ ابداع شد، استفاده کرد. بوون بمنظور نمایش ترتیب تبلور کانیهای سیلیکاته از یک مذاب در حال سرد شدن، مطالعات دقیق آزمایشگاهی را به همراه مشاهدات وسیع میدانی سنگهای سیلیکاته آذرین مدنظر قرار داد. سریهای واکنشی ناپیوسته (چون با کاهش دمای تبلور، کانیهای با ساختار بلوری متفاوت تشکیل می‌شوند، بدین نام خوانده می‌شود) از کانیهای فرومنیزینه تشکیل می‌شود و با کاهش دمای تبلور اکسیژن بیشتری بین تتراندرهای سیلیس (SiO₄)؛ واحد سازندی کانیهای سیلیکاته؛ به اشتراک گذاشته می‌شود. بعنوان مثال، کانیهای سیلیکاته‌ای که در دماهای بالاتر متبلور می‌شوند، الیونیا هستند. الیونیاها، ارتوسیلیکاتهایی^۴ هستند که هیچ اتم اکسیژنی بین دو تتراندر سیلیس به اشتراک نمی‌گذارند. پیروکسنها، که دومین گروه کانیهای متبلوره در دمای بالا از سری ناپیوسته هستند، سیلیکاتهایی تک‌زنجیره‌ای (اینوسیلیکات^۵) می‌باشند که دو اکسیژن را بین یک تتراندر و تتراندرهای مجاور به اشتراک می‌گذارند. آمفیبولها با دمای تبلور پایین‌تر، سیلیکاتهایی زنجیره‌ای مضاعف می‌باشند (اینوسیلیکات) که در بین تتراندرها بطور متوسط ۲/۶۷ اتم اکسیژن را برای هر تتراندر سیلیس به اشتراک می‌گذارند. بیوتیت، دیگر عضو سری ناپیوسته با دمای تبلور کمتر، یک سیلیکات صفحه‌ای (فیلوسیلیکات^۶) است که بطور متوسط سه اتم اکسیژن را برای هر تتراندر با تتراندرهای دیگر به اشتراک می‌گذارد. در انتهای توالی تبلور (پایین‌ترین درجه حرارت) فلدسپار پتاسیم، مسکویت و کوارتز قرار دارند. فلدسپار پتاسیم و کوارتز کانیهای سیلیکاته شبکه‌ای (تکتوسیلیکات^۷) هستند که در بین تتراندرها چهار اتم اکسیژن را برای هر تتراندر به اشتراک می‌گذارند. مسکویت شبیه به بیوتیت است و یک سیلیکات صفحه‌ای (فیلوسیلیکات) می‌باشد.

1 - Montgomery

2 - Dathe

3 - Norman L. Bowen

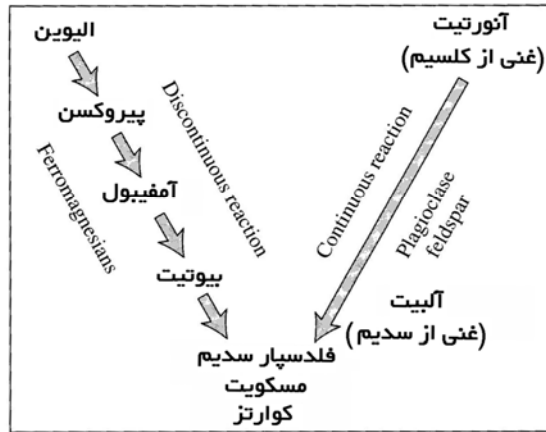
4 - Orthosilicate

5 - Inosilicate

6 - Phyllosilicate

7 - Tectosilicate

دمای بالا



شکل ۲-۱۴) سریهای واکنشی بوون.

از مقایسه شکل ۲-۱۴ با طیف فرسرخ گرمایی در پنجره اتمسفری ۸-۱۴ میکرون شکل ۲-۱۳ مشخص می‌شود که با پیشرفت سری واکنشی ناپیوسته بوون، از کانی با بالاترین دمای تبلور (فایالیت) تا کانی با کمترین دمای تبلور (کوارتز)، با کم شدن دمای تبلور مرکز باند پرتو باقیمانده کانیها به سمت طول موجهای کوتاهتر جابجا می‌شود. بنابراین، این جابجایی تا حدودی حاصل تغییرات طول و نیروی پیوند کانیهاست که با کاهش دما با به اشتراک گذاشتن تعداد اکسیژن بیشتری بین تتراندرها حاصل می‌شود. این تغییرات تحت عنوان تغییرات درجه پولیمریزاسیون^۱ تتراندر SiO_4 در شبکه بلورین نامیده می‌شود. در کوارتز (کاملاً پولیمریزه) تمام اتمهای اکسیژن در هر تتراندر یک الکترون با اتم اکسیژن از تتراندر مجاور به اشتراک می‌گذارند، در صورتیکه در فایالیت (بدون پولیمریزاسیون) هیچکدام از تتراندرهای SiO_4 الکترونی را با تتراندر دیگری به اشتراک نمی‌گذارد اما در مقابل الکترونها را تنها با یونهای آهن به اشتراک می‌گذارند. دیگر کانیهای سیلیکاته سازنده سنگها در شکل ۲-۱۳ باندهای پرتو باقیمانده‌ای را نشان می‌دهند که بواسطه درجه پولیمریزاسیون SiO_4 کمتر بین باندهای پرتو باقیمانده این دو کانی عضو نهایی^۲ قرار می‌گیرند. چهار کانی بالای سمت چپ سریهای واکنشی بوون، کانیهای

1 - Polymerization

2 - End-Member

مافیک هستند و سه کانی پایین، کانیهای فلسیک می‌باشند. بدین جهت، به جابجایی باند پرتو باقیمانده به طول موجهای کوتاهتر در نتیجه تغییر ترکیب کانی از مافیک به فلسیک، جابجایی فلسیک گفته می‌شود. اگرچه پولیمریزاسیون SiO_4 مبحث اصلی این بخش است، ولی تمام آن نیست. سریهای واکنشی پیوسته از فلدسپار پلاژیوکلاز تشکیل می‌شود که با کاهش دمای تبلور، ساختمان بلورین این کانیهای سیلیکاته تغییر نمی‌کند (تکتوسیلیکات) و چهار اتم اکسیژن بین تتراندری برای هر تتراندر به اشتراک گذاشته می‌شود. در این کانیها Al , Ca و Al , Na جایگزین سیلیسیم تتراندرها می‌شود. پلاژیوکلازها محلول جامد^۱ هستند که فقط در مقادیر نسبت کلسیم به سدیم و آلومینیوم به سیلیسیم متغیرند. آنورتیت عضو نهایی دمای بالای سریهای واکنشی پیوسته است و پلاژیوکلازی کلسیک و فاقد سدیم می‌باشد و آلبیت یک عضو نهایی دمای پایین است که پلاژیوکلازی سدیک و فاقد کلسیم است. آزمایش بخش ۱۴-۸ میکرون طیف بازتابی فروسرخ گرمایی شکل ۲-۱۳ نشان می‌دهد که مراکز باند پرتو باقیمانده آنورتیت، آلبیت و ارتوکلاز (فلدسپار پتاسیم) در طول موجهای کوتاهتر از کانیهای مافیک سریهای واکنشی ناپیوسته، از الیوین تا بیوتیت، حاصل می‌شود. باندهای پرتو باقیمانده کوارتز نسبت به تمامی کانیهای سیلیکاته در پایین‌ترین طول موج رخ می‌دهد.

چهارطیف بعدی، کانیهای رسی هستند که تماماً یک باند جذبی قوی در نزدیکی ۲/۷ میکرون نشان می‌دهند که در نزدیکی ۲/۵ میکرون بالاترین حد طیف بازتابندگی می‌باشد. بنابراین، طیف ۲۵-۲ میکرون هر کانی بلافاصله بعد از مبحث طیف ۲/۵-۰/۴ میکرون بحث خواهد شد. رس‌ها فیلسیلیکاتهایی (سیلیکاتهایی صفحه‌ای) هستند که اتمهای سیلیسیم تتراندروهای SiO_4 شان را فقط در دو جهت به اشتراک می‌گذارند. طیف بازتابندگی کائولینیت، $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ، و مونت موریونیت که با فرمول عمومی $(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_4$ کائولینیت بعنوان محصول آلتراسیون سیلیکاتهایی آلومینیوم بویژه فلدسپارها، باندهای جذبی هیدروکسیل قوی (حداقل بازتابندگی) با دو فرورفتگی واضح در طول موجهای ۱/۳۹، ۱/۴۱، ۲/۱۷ و ۲/۲۰ میکرون نشان می‌دهد (هانت و سالیسبوری، ۱۹۷۰). باند جذبی ۲/۲۰ میکرون توسط لیگاند Al-OH حاصل می‌شود. باند OH^- ، ۲/۷ میکرون (حداقل بازتابندگی) در کائولینیت

مشخصه کانیهای دارای OH^- است ولیکن در این مثال نمونه با آب کم (فاقد باند $1/9$ میکرون) نشان داده شده است. حداکثر بازتابندگی در طیف فرورسرخ گرمایی در $8/8$ و $9/4$ میکرون، که در این مثال با نمونه‌های به اندازه رس نشان داده شده، توسط ارتعاشات کششی Si-O-Si و Si-Si رخ می‌دهد. حداکثر بازتابندگی عریض و جزئی در $11/9$ میکرون توسط یک پیوند Al-O-H بنیادی حاصل می‌شود و حداکثر بازتابندگی بسیار پایاب گسترده در $17/5$ میکرون بواسطه مد کششی Al-O-Si رخ می‌دهد (سالیسبوری و همکاران، ۱۹۹۱).

مونت‌موریونیت در طول موج $1/4$ و $1/9$ میکرون دارای باند جذبی قوی آب درگیر (بازتابندگی حداقل) می‌باشد (هانت و سالیسبوری، ۱۹۷۰). حداقل بازتابندگی $0/95$ میکرون بواسطه جذب آهن فرو حادث می‌شود. حداقل بازتابندگی $2/2$ میکرون بواسطه جذب OH^- است (باند تن‌بالا). حداقل بازتابندگی $2/7$ میکرون در این ناحیه برای کائولینیت بیشتر از مونت‌موریونیت است زیرا حداقل بازتابندگی بواسطه آب موجود در شبکه بلورین حاصل می‌شود. در ناحیه فرورسرخ گرمایی، بجز در مورد ارتعاشات بیشتر (اوج نامشخص‌تر) مونت‌موریونیت که بواسطه عدم تقارن شبکه و تعدادی کاتیونهای قابل تبادل و آب موجود حاصل می‌شود، اوج ماکزیمم بازتابندگی $8/8$ و $9/2$ میکرون، ماکزیمم بازتابندگی پایاب و گسترده در ناحیه $11-13$ میکرون و ماکزیمم آن در ناحیه $16-20$ میکرون بواسطه سیماهایی مشابه کائولینیت رخ می‌دهد (سالیسبوری و همکاران، ۱۹۹۱). این تشابهات در طیف نمونه پودری متراکم قابل استنادتر است ولیکن طیف نمونه با ابعاد رس در شرایط میدانی واقعی‌تر است.

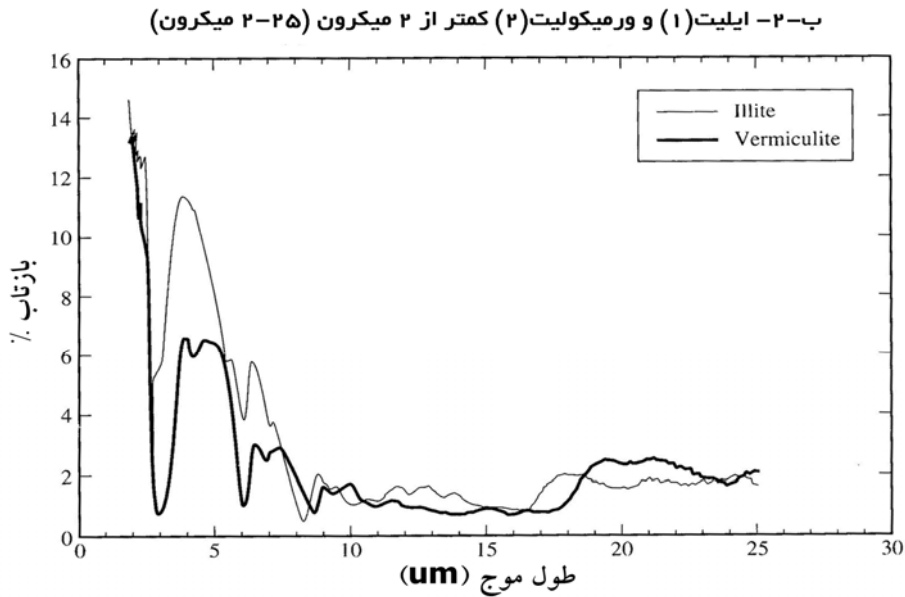
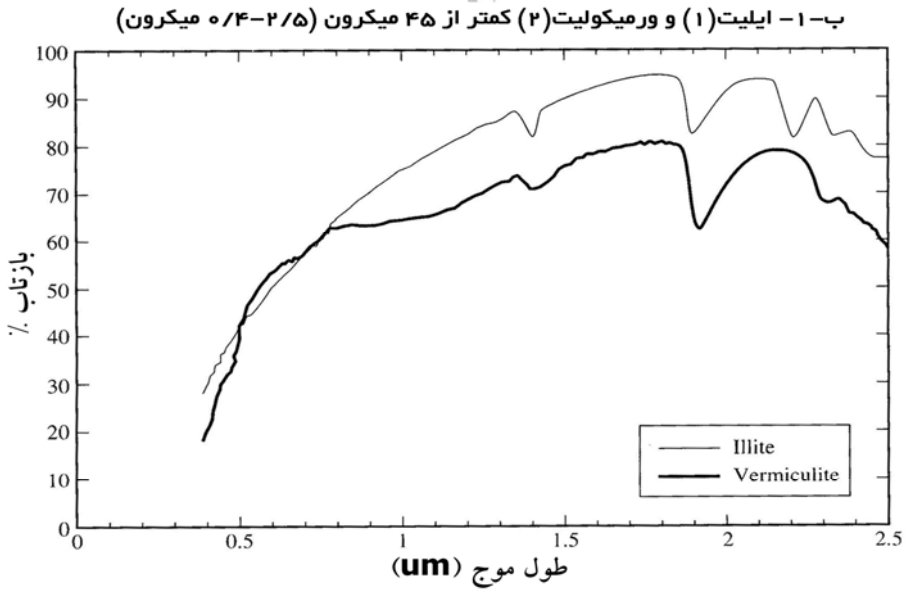
در شکل ۲-۱۵ طیف بازتابندگی دو فیلسیلیکات دیگر بنامهای ایلیت، K ، $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2}, \text{Al})_3(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_{10}$ ، و ورمیکولیت، $(\text{H}_3\text{O})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ، برای دو ناحیه طول موج $0/4-2/5$ میکرون (گروو و همکاران، ۱۹۹۲) و $2/0-25/0$ میکرون (سالیسبوری و همکاران، ۱۹۹۱) نشان داده شده است. این دو کانی دارای باندهای جذب آب $1/4$ و $1/9$ میکرون مشترک با مونت‌موریونیت هستند ولی از بین این دو کانی فقط ایلیت در $2/2$ میکرون (تنها دارای یک تن‌بالا در منحنی) و $2/31$ میکرون دارای باندهای جذبی یون هیدروکسیل مشترک با کائولینیت است. ورمیکولیت یک باند جذبی در $2/3$ میکرون مشابه با یون هیدروکسیل دارد. توجه داشته باشید که ایلیت و ورمیکولیت در طول موجهای کوتاهتر از $2/0$ میکرون بویژه در ناحیه طول موج مرئی تیره‌تر از کائولینیت و

مونت‌موریونیت است. مشابهت‌های طیفی در بیشترین مقدار بازتابندگی در طول موجهای حدود ۸ میکرون، با کائولینیت و مونت‌موریونیت وجود دارد.

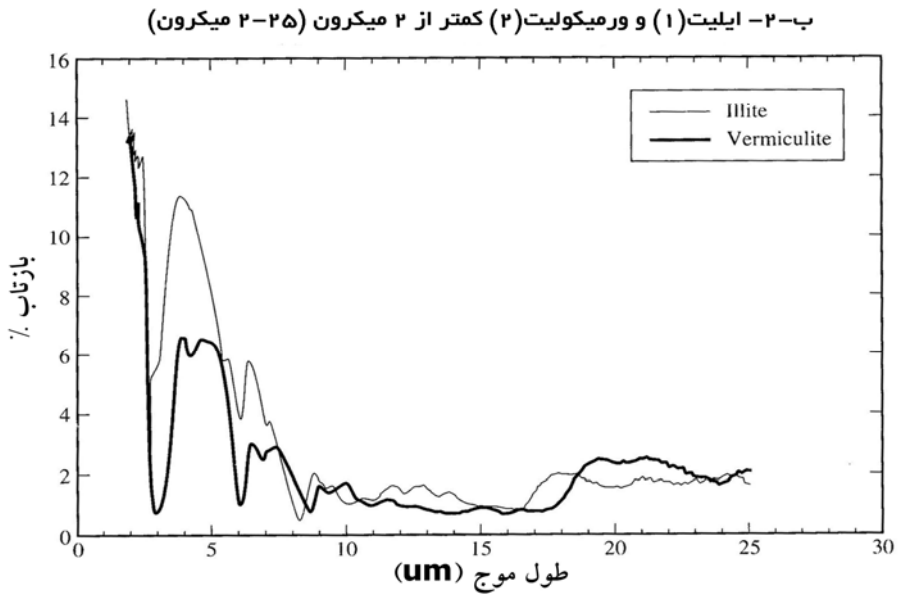
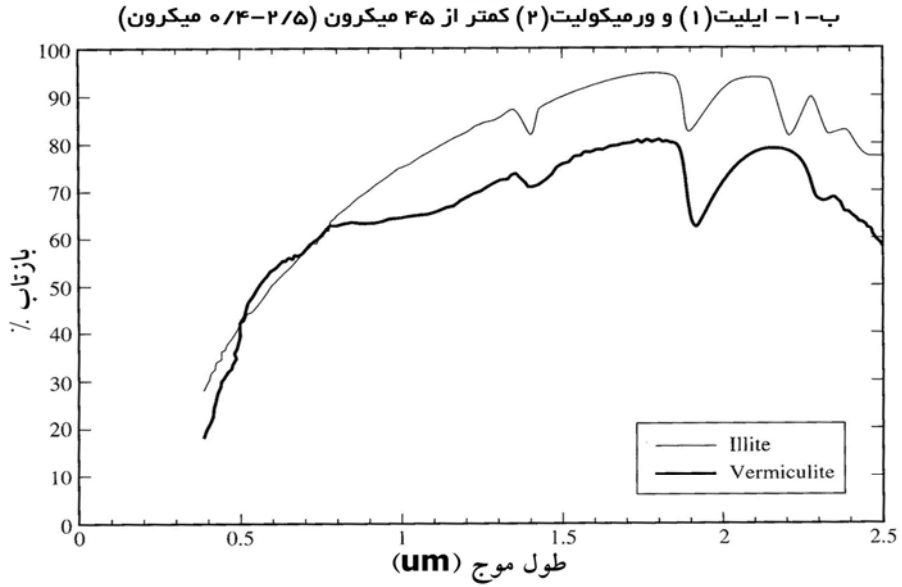
بازتابندگیهای این چهار کانی رسی (بجز برای مونت‌موریونیت در ۱-۸ میکرون) در پنجره اتمسفری ۸-۱۴ میکرون کمتر از دو درصد است زیرا این کانیها دارای اندازه بسیار کوچکی هستند. بهمین دلیل، اکثر اطلاعات مشخصی رس‌ها توسط حسگرهای سنجش از دور در ناحیه طول موج ۱/۴-۲/۵ میکرون بدست می‌آید. حداقل بازتابندگی ۲/۷ میکرون مشترک برای این چهار رس در یک پنجره اتمسفری قرار ندارد. به هر حال، برای دیگر کانیهای سیلیکاته، محل باندهای پرتو باقیمانده در ناحیه طول موج ۸-۱۴ میکرون مهمترین مشخصه ترکیب کانیهاست. بهمین دلیل داشتن داده‌های چندطیفی در ناحیه ۸-۱۴ میکرون الزامی است. این داده از هوابردهای قدیمی قابل دریافت بودند در صورتیکه حسگرهای ماهواره فاقد آن هستند.

ج- مثالهایی از کانیهای اکسید آهن و هیدروکسیدهای آهن

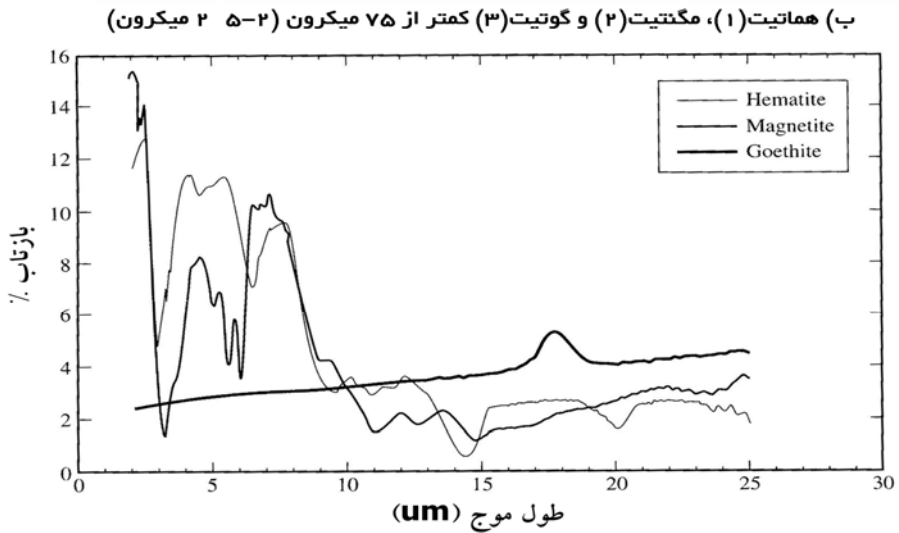
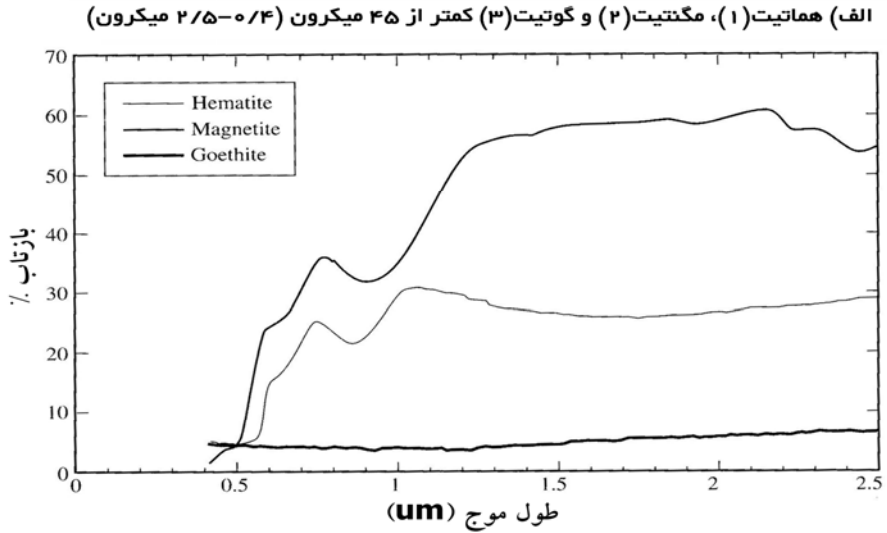
شکل ۲-۱۶ طیف بازتابندگی دو اکسید آهن (هماتیت و مگنتیت) و یک هیدروکسید آهن (گوتیت) در ناحیه ۴/۰-۲/۵ میکرون (گروو و همکاران، ۱۹۹۲) و در ناحیه ۲/۰-۲۵/۰ میکرون (سالیسبوری و همکاران، ۱۹۹۱) برای نمونه‌های به اندازه رس تا سلیت را نشان می‌دهد. باندهای جذبی ۰/۴۸-۰/۸۵ میکرون در هماتیت (Fe_2O_3)، که در اینجا بعنوان حداقل بازتابندگی در نظر گرفته می‌شود، بواسطه انتقالات الکترونی در پوسته خارجی یون Fe^{+3} حاصل می‌شود. مگنتیت مانند اکثر فلزات، در ناحیه ۰/۴-۲/۵ میکرون تیره و اغلب بدون شکل است. گوتیت ($FeOH_2$) با وجودیکه یک هیدروکسید آهن است. فقط مقدار ناچیزی باند جذبی هیدروکسیل در ۲/۲ و ۲/۴۵ میکرون نشان می‌دهد، ولی در ۰/۴۸ و ۰/۹ میکرون نشاندهنده جذب آهن فریک می‌باشد. مهمترین مشخصه طیف هماتیت افزایش زیاد بازتابندگی از ۰/۵-۰/۷۲ میکرون می‌باشد، بنابراین هماتیت یک رنگدانه قرمز طبیعی است که در اثر ترکیب با دیگر رنگدانه‌ها باعث رنگهای قرمز، صورتی، نارنجی و زرد سنگها و خاکها می‌شود. گوتیت یک رنگدانه مشابه است ولی با افزایش طول موج در ناحیه طول موج مرئی مقدار بازتابندگی آن کمتر افزایش می‌یابد و در نتیجه قرمزی آن از هماتیت کمتر است. هماتیت و گوتیت، بعنوان محصولات معمول هوازدگی کانیهای غنی از آهن، اغلب سطح دانه‌های ماسه و رس را می‌پوشانند.



شکل ۲-۱۵) طیف بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار در ناحیه طول موج ۰/۴-۲/۵ میکرون و طیف بازتابندگی مخروط‌الطرفین در ناحیه طول موج ۲-۲۵ میکرون برای چهار کانی رسی: الف-کائولینیت و مونت مورینیت (سالیسبوری و همکاران، ۱۹۹۱).



ادامه شکل ۲-۱۵) ب- ایلیت و ورمیکولیت.



شکل ۲-۱۶) طیف بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار در ناحیه طول موج ۰/۴-۲/۵ میکرون و طیف بازتابندگی مخروط‌الطرفین در ناحیه طول موج ۲-۲۵ میکرون برای اکسیدهای آهن، هماتیت و مگنتیت، و هیدروکسید آهن، گوتیت (سالیسبوری و همکاران، ۱۹۹۱).

توجه داشته باشید که هیچکدام از این سه کانی در ناحیه طول موج فرسرخ گرمایی ۸-۱۴ میکرون، که کانیهای سیلیکاته باندهای پرتو باقیمانده اصلی خود را دارا می‌باشند، بازتابندگی بیشتر از ۴ درصد ندارند. این حقیقت توضیحی است بر اینکه چرا جلای بیابانی باعث پنهان کردن باندهای پرتو باقیماندی کوارتز ماسه‌های بیابانی می‌شود (سالیسبوری و دآریا، ۱۹۹۰؛ وینسنت، ۱۹۷۳). جلای بیابانی اصطلاحی است که به پوشش دانه‌های ماسه بیابانی از جنس ذرات منگنز و اکسید آهن به‌مراه مونت‌موریونیت، نسبت داده می‌شود (پاتر^۲ و راسمن^۳، ۱۹۷۹). از آنجاییکه منگنز و هیدروکسیدهای آهن در این ناحیه طول موج از نظر طیفی تیره و تا حدی بی‌شکل هستند، سنگها و خاکهای پوشیده از جلای بیابانی در بین طول موجهای ۸/۰ و ۱۴/۰ میکرون طیفی از مونت‌موریونیت نشان می‌دهند. مگنتیت در مقابل هوازدگی مقاوم است و در تمامی طول موجها طیف فلزی بیشتری (کدر و بی‌شکل) نسبت به دو کانی دیگر نشان می‌دهد. خلاصه اینکه، هماتیت با افزایش طول موج در ناحیه مرئی افزایش بازتابندگی دارد در صورتیکه مگنتیت کاملاً تیره است و گویتیت جایی بین دوتای قبلی در ناحیه ۴/۰-۲/۵ میکرون قرار دارد. در ناحیه ۲-۲۵ میکرون، بازتابندگیهای هماتیت و مگنتیت تیره و بطور مستدل هموار است. دانه‌های پوشیده از هماتیت، مثل دانه‌های با جلای بیابانی، می‌توانند دارای باندهای پرتو باقیمانده پنهان شده توسط طیف فرسرخ گرمایی هماتیت باشند.

د- مثالهایی از کانیهای کربناته

کانیهای کربناته بواسطه حضور بنیان کربنات (CO_3^{2-}) در ترکیب شیمیایی‌شان مشخص می‌شوند و اغلب در سنگهای رسوبی یافت می‌شوند. چهار طیف بازتابندگی کانیهای کربناته که طیف بازتابی دوتا از آنها (کلسیت و دولومیت) در ناحیه طول موج ۲/۰-۲۵/۰ میکرون (سالیسبوری و همکاران، ۱۹۹۱) در شکل ۲-۱۷ نشان داده شده است. کلسیت (CaCO_3) باندهای جذبی (بازتابندگی پایین) در ۱/۸۷، ۱/۹۹، ۲/۱۵ و ۲/۳۳ میکرون نشان می‌دهد که تمامی آنها بواسطه باندهای با تن‌بالا و ترکیبی ارتعاشات C-O (اتمهای داخلی یون CO_3^{2-}) در ناحیه طول موج ۶-۱۴ میکرون حاصل می‌شود (هانت و سالیسبوری، ۱۹۷۱). باندهای دولومیت، $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ، با اینکه توسط منیزیم به طول موجهای کوتاهتر (۱/۸۶، ۱/۹۸، ۲/۱۳ و ۲۳۰

1 - D'Aria

2 - Potter

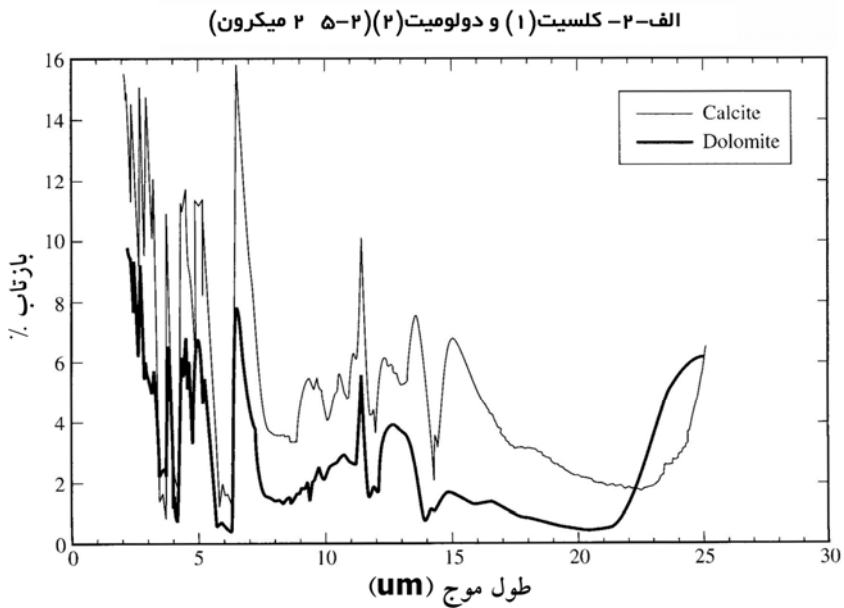
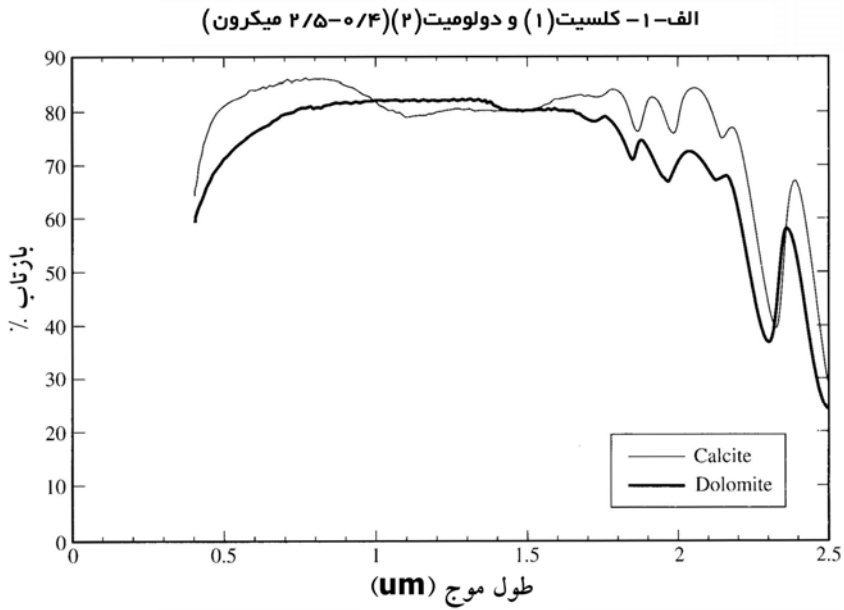
3 - Rossman

میکرون) تغییر داده می‌شود، ولیکن باندهای مشابهی نشان می‌دهند. حداقل بازتابندگی اسمیت زونیت^۱، $ZnCO_3$ ، در طول موج ۰/۵۲ و ۰/۹۳ می‌باشد و توسط انتقال الکترون و همچنین توسط ناخالصی آهن حاصل می‌شود. حداقل بازتابندگی اسمیت زونیت در ۰/۲، ۲/۱۶ و ۲/۳۵ میکرون بواسطه باندهای تن‌بالا و ترکیبی کربنات است که نسبت به کلسیت کمی به سمت مقادیر بالاتر تغییر کرده است. اسمیت زونیت یک کانه روی است که در نتیجه عملکرد آبهای زیرزمینی بر سنگهای آهکی تشکیل می‌شود. سیدریت^۲، $FeCO_3$ ، یک باند جذبی قوی (بازتابندگی کم) نزدیک ۱/۱۵ میکرون نشان می‌دهد که توسط پیوندهای Fe^{+2} و کربنات در ۱/۹ و ۲/۳۲ میکرون حاصل می‌شود. بازتابندگی مرئی اسمیت زونیت و سیدریت نسبت به باندهای جذبی فرسرخ بازتابی نزدیک ۱/۰ میکرون کمتر قابل تشخیص است. این بدان معناست که تشخیص این دو کانی توسط چشم در روی زمین مشکل است ولی یک حسگر مرئی- بازتابی IR بدلیل داشتن چنین بازتابندگی ۱/۰ میکرون پایینی در مقایسه با بازتابندگی‌های قرمز مرئی (۰/۶-۰/۶۷ میکرون) آنها، قادر به تشخیص این دو کانی می‌باشد.

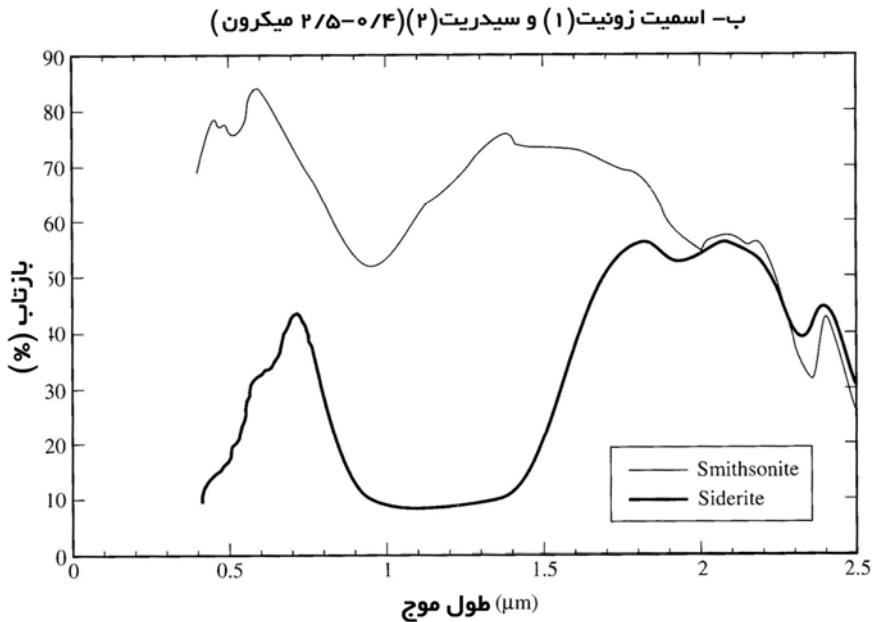
طیف بازتابندگی ۲/۰-۲۵/۰ میکرون کلسیت و دولومیت باندهای پرتو باقیمانده نزدیک ۶/۶ (۶/۵)، ۱۱/۴ (۱۱/۳) و ۱۴ (۱۳/۸) میکرون (که با دوتای اولی بازتابندگی حداکثر و آخری بازتابندگی حداقل است) نشان می‌دهند؛ با این تفاوت که باندهای دولومیت نسبت به کلسیت جابجایی جزئی دارند (سالیسبوری و همکاران، ۱۹۹۱). در نواحی طیفی ۳/۳، ۴/۰ و ۴/۵ میکرون که در داخل یک پنجره اتمسفری قرار دارند، باندهای جذبی مشخص کربنات (حداقل بازتابندگی) وجود دارند. بطور خلاصه مهمترین باندهای کربنات در نواحی طول موج ۱/۹۲-۲/۵ میکرون، ۱۱/۳-۱۱/۵ میکرون و ۱۳/۵-۱۴/۵ میکرون قرار دارند، ولی سیدریت و اسمیت زونیت (سنگ معدن روی) در نزدیکی ۱/۰ میکرون دارای حداقل بازتابندگی تن‌بالا هستند.

1 - Smithsonite

2 - Siderite



شکل ۲-۱۷) طیف بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار در ناحیه طول موج ۴/۵-۰/۴ میکرون و طیف بازتابندگی مخروط‌الطرفین در ناحیه طول موج ۲-۲۵ میکرون برای چهارگانه کربناته: الف- کلسیت و دولومیت (سالیسبوری و همکاران، ۱۹۹۱).



ادامه شکل ۲-۱۷) ب- سیدریت و اسمیت زونیت (داده‌های طول موج ۲ میکرون موجود نبوده‌اند).

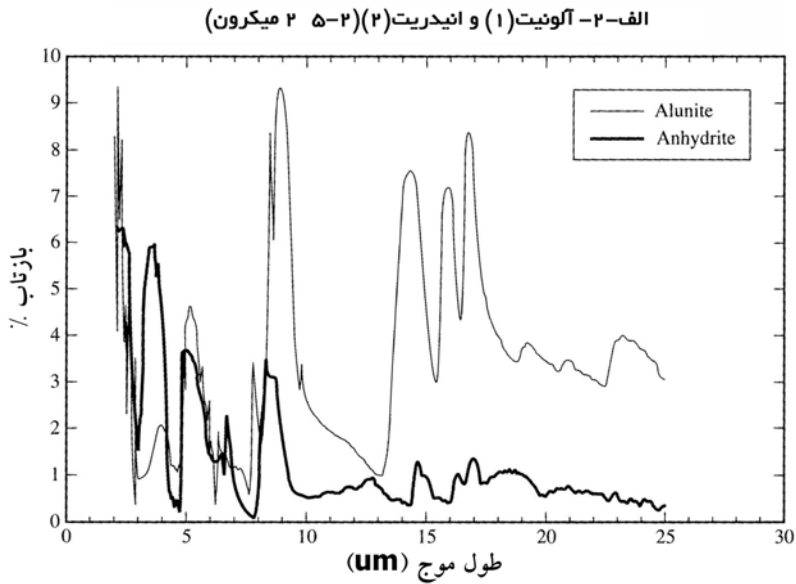
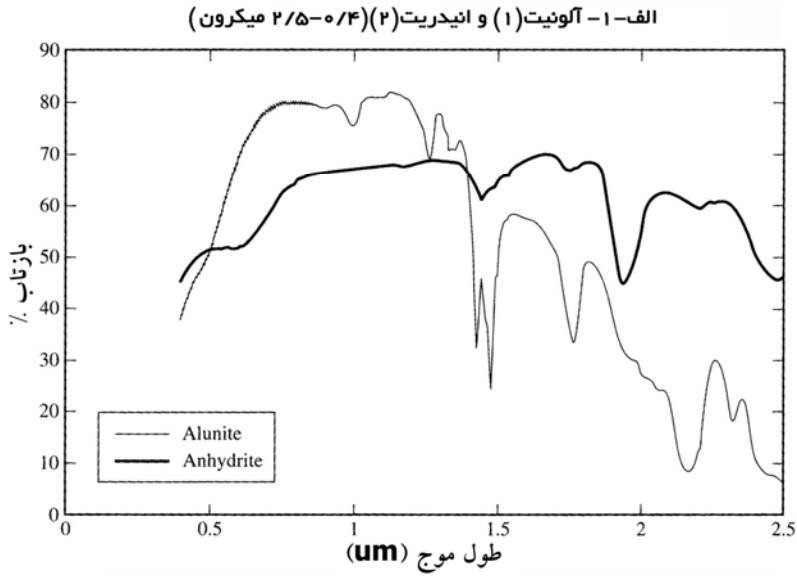
ه- مثالهایی از کانیهای سولفات و سولفید

تمامی کانیهای سولفات و سولفید دارای عنصر گوگرد هستند ولی طیف سولفات برخلاف سولفید تحت تأثیر بنیان سولفات (SO_4) قرار می‌گیرد. شکل ۲-۱۸ طیف بازتابندگی دو سولفید (پیریت و پیروتیت) و دوسولفات (آلونیت و انیدریت) را در ناحیه طول موجهای ۰/۴-۲/۵ میکرون (گروو و همکاران، ۱۹۹۲) و ۲/۰-۲۵/۰ میکرون (سالیسبوری و همکاران، ۱۹۹۱) نشان می‌دهد. دو نمونه سولفید نشان داده شده به اندازه ذرات رس-سیلت می‌باشند. آلونیت، $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ ، تن‌بالا مد کششی OH^- را در ۱/۰ میکرون و یک مد باند Al-O-H بنیادی در ۲/۱۷ میکرون نشان می‌دهد که اولین تن‌بالا آن در ۱/۷۵ میکرون می‌باشد (هانت و همکاران، ۱۹۷۲). باند جذبی ۱/۲۷ میکرون آلونیت ترکیبی از باند Al-O-H به‌مراه یک باند تن‌بالا مد کششی OH^- است. باند کوچک آلونیت در ۲/۳۳ میکرون می‌تواند نوع دیگری از چنین باند جذبی ترکیبی Al-O-H و یک باند تن‌بالا OH^- متفاوت باشد. سیمای ضعیف و مشخص ۱/۴۲ میکرون و سیمای قوی نزدیک ۲/۵ میکرون، باندهای ترکیبی OH^- می‌باشد (هانت و همکاران،

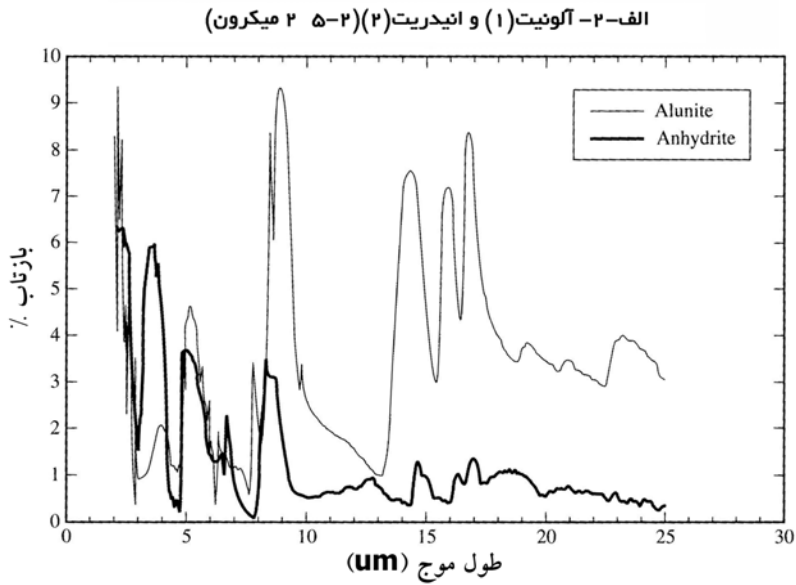
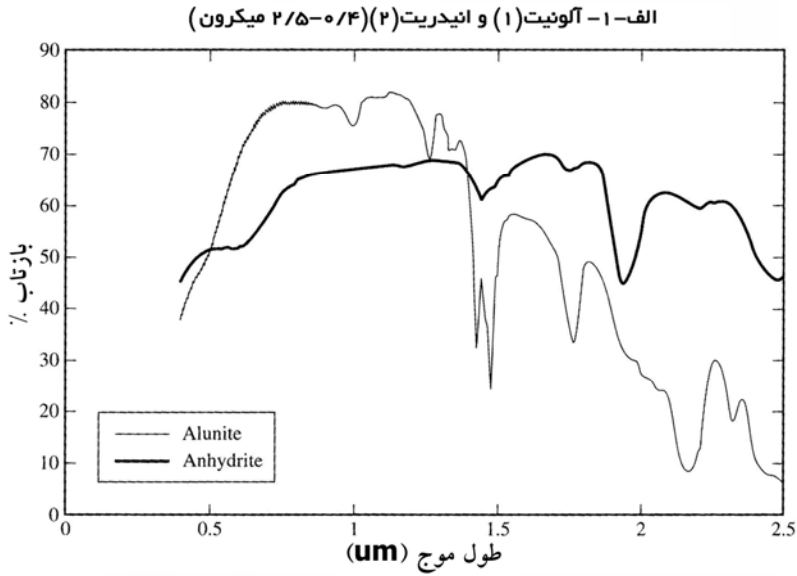
(۱۹۷۲). بازتابندگی حداکثر ۸/۹ میکرون حاصل از مد کششی یون سولفات است و بازتابندگی حداکثر نزدیک ۱۴/۲، ۱۶ و ۱۷ میکرون احتمالاً حاصل از مدهای خمشی یون سولفات است. آلونیت فقط توسط آلتراسیون هیدروترمال تشکیل می‌شود و محصول هوازدگی نیست. انیدریت یک کانی تبخیری است. در ناحیه ۲/۵-۰/۴ میکرون، انیدریت (CaSO_4) تعدادی باندهای جذبی آب در ۱/۴۴ و ۱/۹۴ میکرون (هانت و همکاران، ۱۹۷۲) نشان می‌دهد. اگرچه شکل هیدراتی انیدریت ژپس خوانده می‌شود، در ۲/۲ و ۲/۴۸ میکرون بازتابندگی حداقل کوچکی وجود دارد که احتمالاً حاصل از تن بالا باندهای پرتو باقیمانده یون سولفات در طول موجهای بلندتر است. در ناحیه ۲/۰-۲۵/۰ میکرون، حداقل بازتابندگی در ۲/۸ و ۲/۶ میکرون حاصل از آب است ولی حداکثر بازتابندگی در ۷/۹ و ۸/۴ میکرون، مدهای کششی بنیادی یون سولفات می‌باشد. اگرچه گمان نمی‌رود که در انیدریت آب وجود داشته باشد، حداقل بازتابندگی در ۴/۶ میکرون احتمالاً یک حالت ترکیبی یون سولفات و حالت‌های ترکیبی آب است. در طول موجهای بلندتر از ۱۰ میکرون بازتابندگی انیدریت خیلی تیره (حدود یک درصد) است. خوشبختانه، در نواحی طول موج فروسرخ بازتابی و فروسرخ گرمایی، کانی تبخیری انیدریت از آلونیت که یک کانی مهم آلتراسیون هیدروترمال همراه با نهشته‌های فلزات قیمتی است، قابل تمایز است.

پیریت، FeS_2 ، و پیروتیت، Fe_{1-x}S ، نسبتاً بی‌شکل هستند و در ناحیه ۲/۵-۰/۴ میکرون برای نمونه‌های با اندازه درشت کدر می‌باشند، اما نمونه پیریت ریزدانه یک باند آهن فرو در حدود ۱/۱ میکرون متمرکز می‌شود و طیف گسترده حداقل نزدیک ۲/۰۵ میکرون نشان می‌دهد که یک باند تن بالا بنیادی Fe-S است. در ناحیه طول موج ۲-۲۵ میکرون، پیریت باندهای جذبی بعنوان حداقل بازتابندگی در ۳/۰، ۶/۱ و ۶/۸ میکرون نشان می‌دهد و بازتابندگی حداکثر آن در ۱۱/۵ و ۲۵ میکرون در نتیجه ارتعاشات Fe-S حاصل می‌شود. طیف فروسرخ گرمایی پیریت کاملاً متفاوت با دیگر کانیهاست. پیروتیت شبیه یک فلز، در طول طیفش بی‌شکل است.

بطور خلاصه، سولفات‌ها در ناحیه طول موج ۸/۷-۸/۹ میکرون باندهای جذبی ایده‌آل، و در ناحیه ۲/۸-۱/۴ میکرون تعدادی جذب حداقل نشان می‌دهند. آلونیت برای اکتشاف کانیها بسیار بااهمیت است زیرا تنها کانی حاصل از آلتراسیون هیدروترمال است و انیدریت یک کانی تبخیری معمول است. این دو کانی از لحاظ طیفی بویژه در نواحی طول موج فروسرخ گرمایی قابل تمایز هستند. سولفیدها طیف بازتابندگی بی‌شکل تری نشان می‌دهند اما پیریت برخلاف دیگر کانیها در طول موجهای بلندتر از ۲۳ میکرون، بازتابندگی بیشتری دارد.



شکل ۲-۱۸) طیف بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار در ناحیه طول موج ۴/۵-۰/۲ میکرون و طیف بازتابندگی مخروط‌الطرفین در ناحیه طول موج ۲-۲۵ میکرون دوکانی سولفیدی و دوکانی سولفات: الف- آلونیت و انیدریت (سالیسبوری و همکاران، ۱۹۹۱).



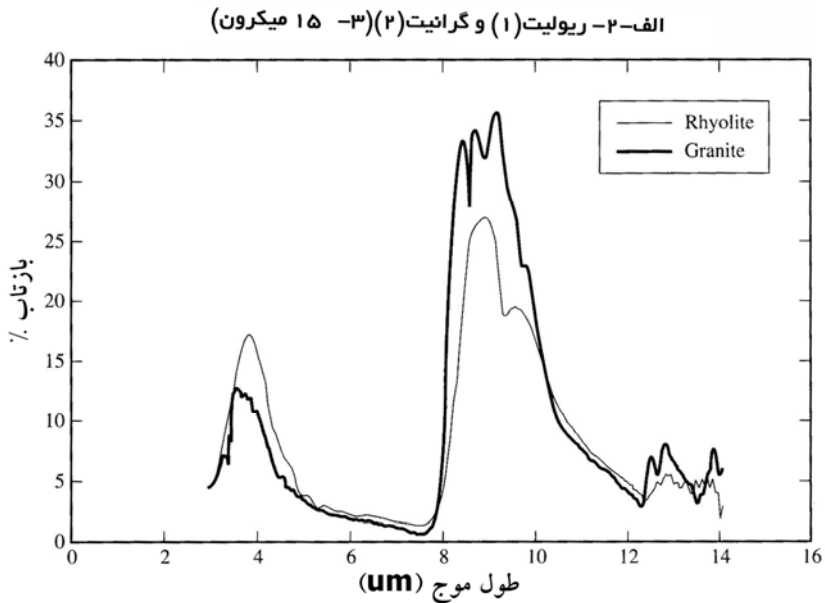
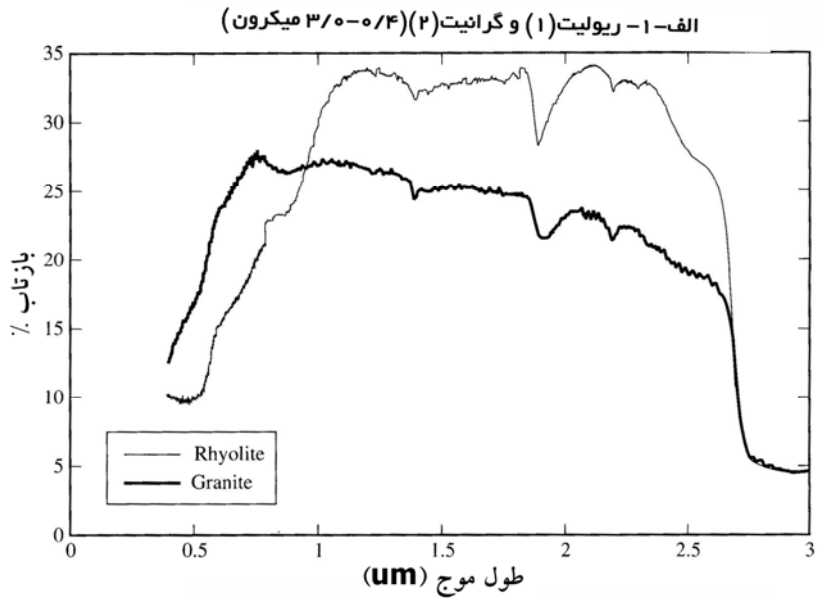
ادامه شکل ۲-۱۸) ب- پيريت و پيروتيت.

و- مثالهایی از سنگهای آذرین

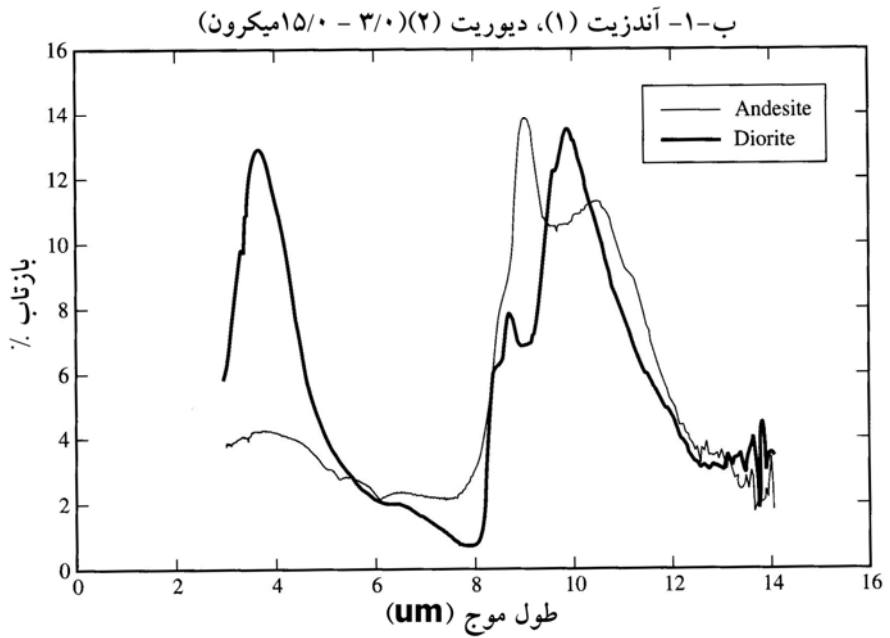
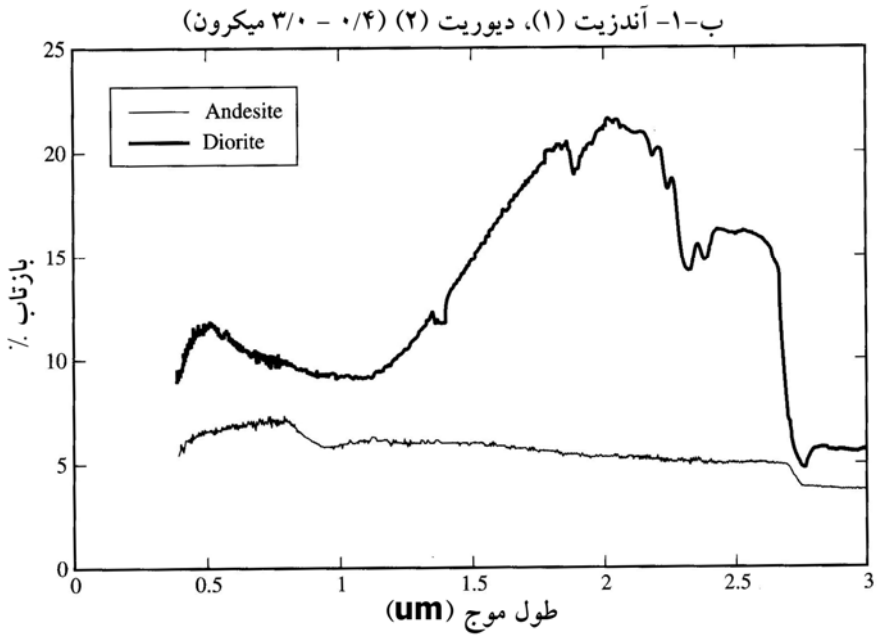
سنگهای آذرین، به استثنای سنگهای آذرین کربناته که کربناتیت نامیده می‌شوند، از کانیهای سیلیکاته‌ای که در حین انجماد از ماگمای گداخته متبلور شده‌اند، تشکیل می‌شوند. در مبحث کانیهای سیلیکاته، ذکر گردید که محل باند پرتو باقیمانده کانیهای سیلیکاته با افزایش درجه پولیمریزاسیون تتراذر SiO_4 در شبکه کانی، به طول موجهای کوتاهتر منتقل می‌شود. کانیهای مافیک که نسبت به کانیهای فلسیک، آهن و منیزیم بیشتری دارند، پولیمریزاسیون تتراذر SiO_4 کمتری داشته و باندهای پرتو باقیمانده‌ای با طول موج بلندتر نشان می‌دهند، در صورتیکه کانیهای فلسیک درجه پولیمریزاسیون بیشتری داشته و باندهای پرتو باقیماندی با طول موج کوتاهتری نشان می‌دهند. سنگهای آذرین از کانیهای مافیک یا فلسیک تشکیل می‌شوند و از این رو بترتیب سنگهای مافیک و یا فلسیک نامیده می‌شوند. از معادله ۱-۵ و مباحث پیشین، باید بپذیریم که حداکثر بازتابندگی سنگهای آذرین با افزایش ترکیب فلسیک به طول موجهای کوتاهتر منتقل می‌شود. طیف‌هایی که در ذیل بررسی خواهیم کرد، نشان می‌دهد که جابجایی فلسیک برای سنگهای آذرین رخ می‌دهد. سالیسبوری و همکاران (۱۹۸۸) طیف بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار سطوح زبر طبیعی سنگهای آذرین را در ناحیه طول موج ۲/۵-۱۳/۵ میکرون اندازه کردند. بعضی از طیفهای سنگهای آذرین به ترتیب افزایش ترکیب مافیک (کاهش فلسیک)، به استثنای طیف آنورتوزیت^۱ که محتوی کوارتز یا کانیهای مافیک آن ناچیز است، در شکل ۲-۱۹ نشان داده شده است. سه جفت طیف اولی ارائه شده، نشان دهنده سنگهای بیرونی (ریزدانه) در مقابل سنگهای درونی (درشت‌دانه) با ترکیب مشابه مثل گرانیت و ریولیت هستند. توجه کنید که چگونه قوی‌ترین بازتابندگی حداکثر در ناحیه طول موج ۸/۰-۱۲/۰ میکرون برای سنگهای مافیک‌تر (فلسیک کمتر) در طول موجهای بلندتر رخ می‌دهد. بعنوان مثال، باند پرتو باقیمانده (حداکثر بازتابندگی) برای دونیت^۲ حدود ۱۱/۰ میکرون، برای بازالت و گابرو حدود ۱۰-۱۰/۵ میکرون، برای آندزیت و دیوریت حدود ۱۰ میکرون و برای گرانیت و ریولیت حدود ۹ میکرون رخ می‌دهد. جابجایی فلسیک در سنگهای سیلیکاته آذرین مهمترین روابط قابل استخراج بین سنجشهای دورسنجی و ترکیب رخنمون خاکها و سنگهاست. مشخصات نمونه‌های سنگ آذرین که طیف آنها در شکل ۲-۱۹ نشان داده شده، در پیوست ب آورده شده است.

1 - Anorthosite

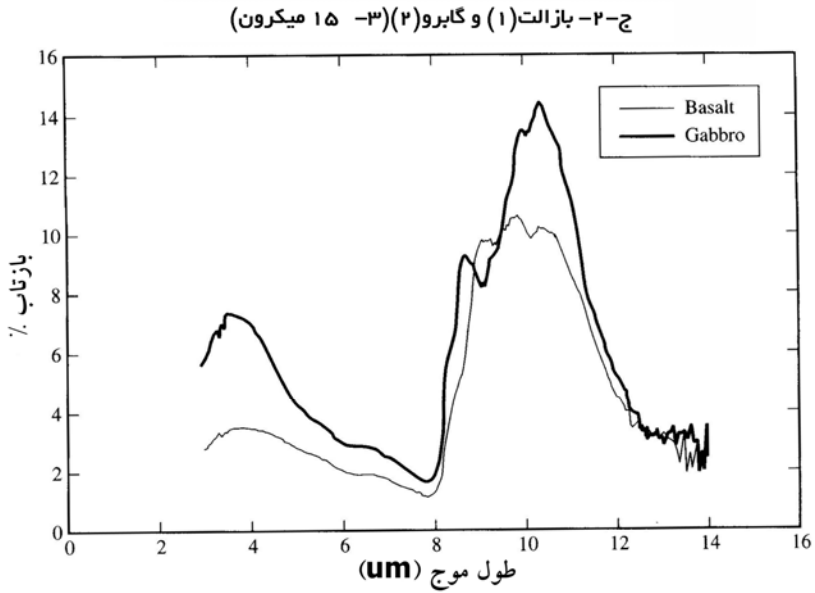
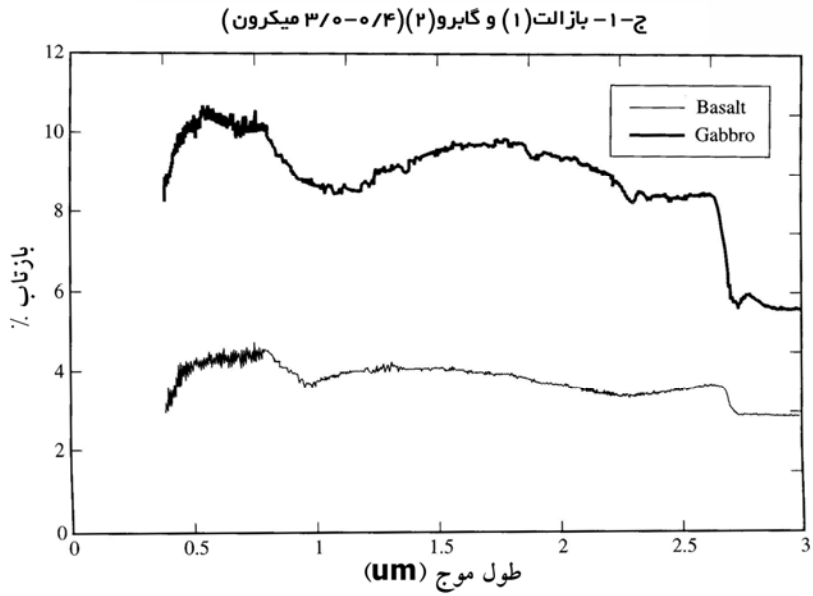
2 - Dunite



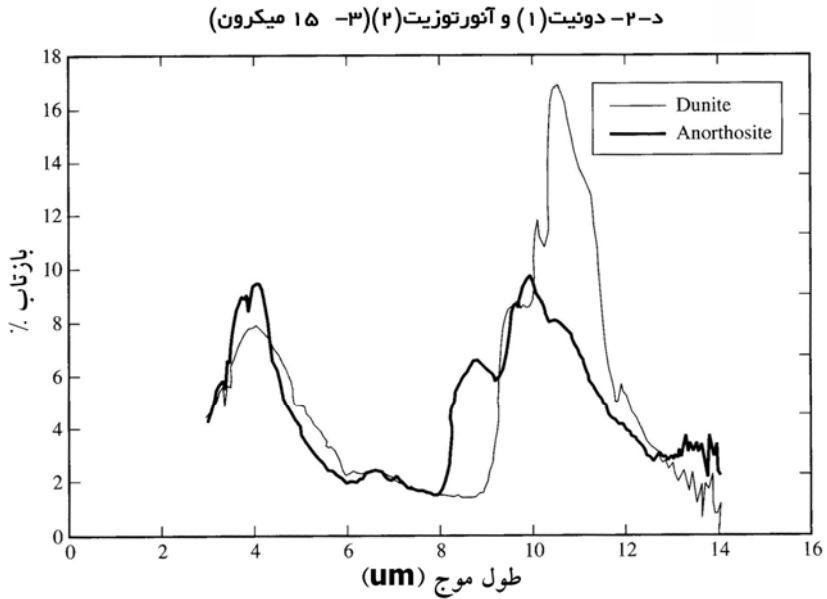
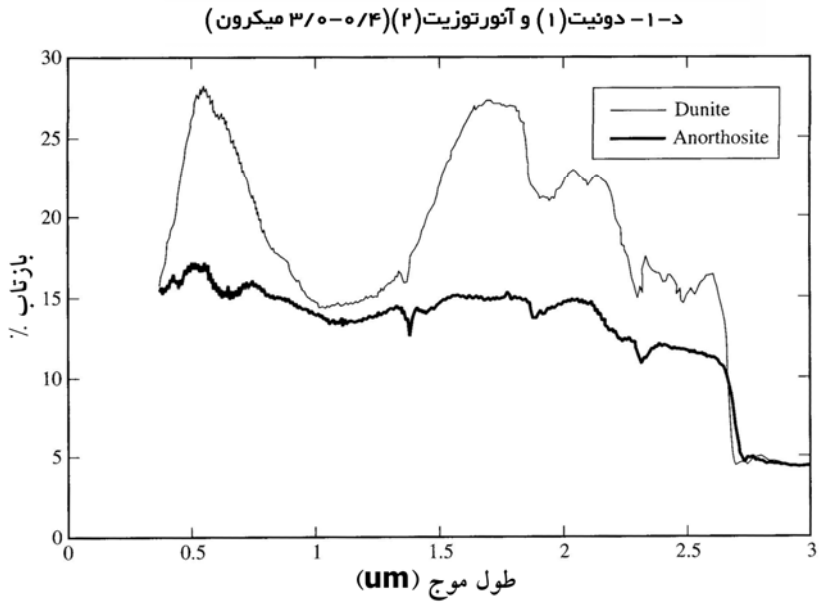
شکل ۲-۱۹) طیف بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار در ناحیه طول موج ۳/۰-۰/۴ میکرون و ۱۵-۳ میکرون برای سطح طبیعی هشت سنگ آذرین: الف- ریولیت و گرانیت (سالیسبوری و داریا).



ادامه شکل ۲-۱۹) ب- آندزیت و دیوریت.



ادامه شکل ۲-۱۹ ج- بازالت و گابرو.



ادامه شکل ۲-۱۹) د- دونیت و آنورتوزیت.

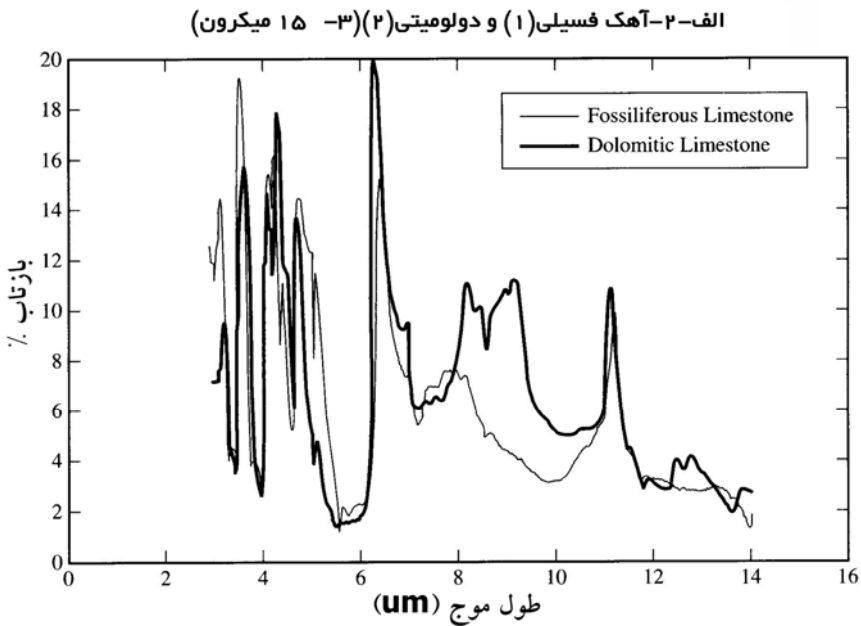
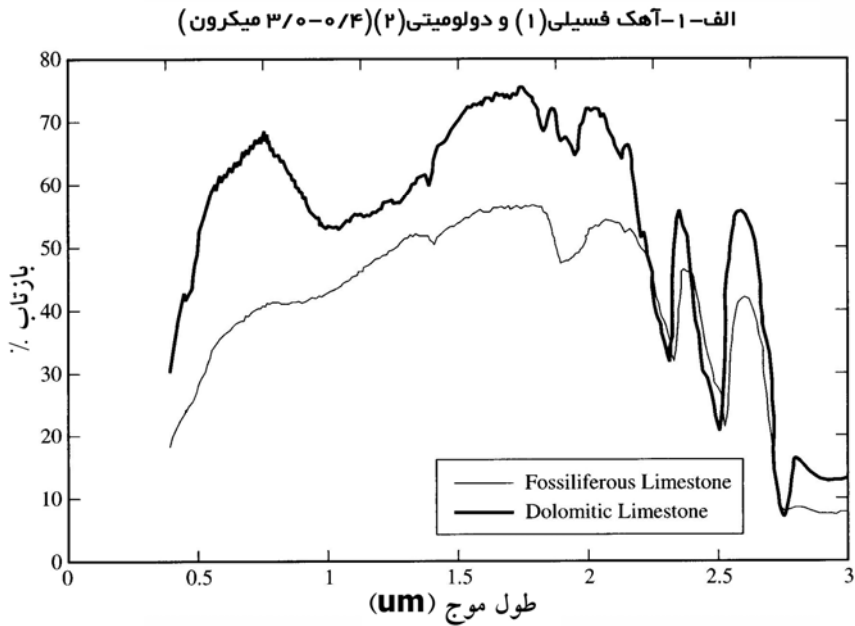
ز- مثالهایی از سنگهای رسوبی

سنگهای رسوبی، نه تنها از کانیهای سیلیکاته، بلکه از انواع متفاوتی از کانیها تشکیل می‌شوند. بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار تمام نمونه‌های سنگ رسوبی (هانت و سالیسبوری، ۱۹۷۶a)، که در این قسمت بحث می‌شوند و نمونه‌های سنگ دگرگونی (هانت و سالیسبوری، ۱۹۷۶b) که در بخش بعدی بحث می‌شوند، از سطوح صیقلی نمونه‌ها گرفته شده‌اند. بنابراین، مقادیر بازتابندگی مطلق طیفی معرف سطوح سنگی طبیعی نیستند، با این وجود محل طول موج باندهای پرتو باقیمانده بسیار شبیه‌هم می‌باشند.

در شکل ۲-۲۰ طیف بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار سطح صیقل شده هشت نمونه سنگ رسوبی (آهک خاکستری تیره، آهک دولومیتی، شیل فسفاته، شیل سیاه، سیلتستون، سیلتستون خاکستری تیره، ماسه‌سنگ قرمز و ماسه‌سنگ آرکوزی) در محدوده طول موج ۳/۰-۴/۰ و ۳-۱۵ میکرون نشان داده شده است (هانت و سالیسبوری، ۱۹۷۶a). مشخصات نمونه‌های سنگ رسوبی که طیف آنها در شکل ۲-۲۰ نشان داده شده، در پیوست ب آورده شده است.

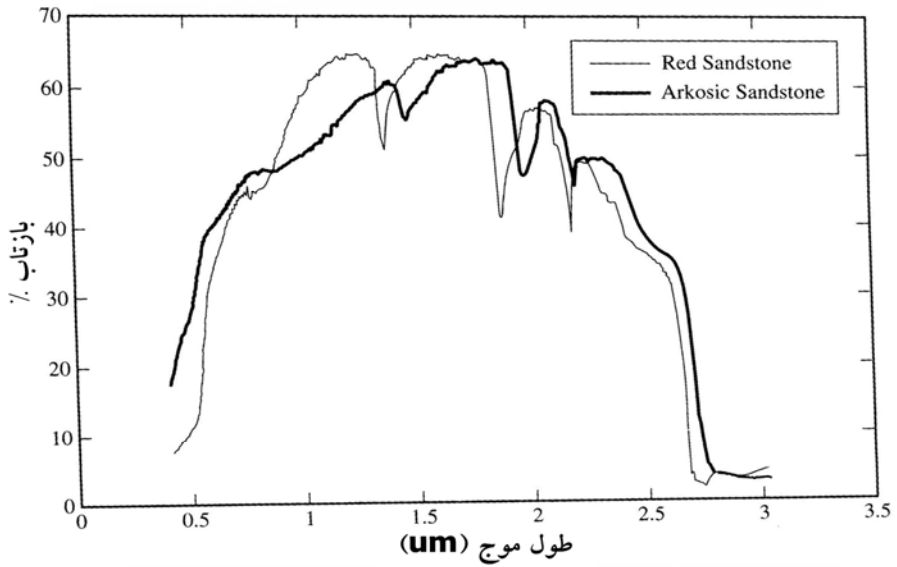
به استثنای ناحیه ۸/۵-۹/۵ میکرون که محتوی کوارتز و دیگر کانیهای سیلیکاته نمونه آهک دولومیتی، باندهای پرتو باقیمانده سیلیکات را تولید می‌کنند، طیف آهک فسیلی و آهک دولومیتی در ناحیه ۳-۱۳ میکرون مشابه است. در نزدیک ۱/۱ میکرون، آهک دولومیتی یک باند جذبی آهن فرو ثابت، نشان می‌دهد. نمونه شیل فسفاتی از ایالت وایومینگ^۱ از نودولهای فسفات متبلور شده و دانه‌های کربنات و کوارتز تشکیل شده است. سیمای پرتو باقیمانده بین طول موجهای ۹ و ۱۰ میکرون از خصوصیات کانی فسفاتی آپاتیت هستند. نمونه شیل سیاه شواهدی از حضور کانیهای کربناته در طول موج ۷/۰ میکرون و کانیهای سیلیکاته (احتمالاً رس و فلدسپار) در ناحیه طول موج ۱۰ میکرون نشان می‌دهند و انحلال در HCL نشان می‌دهد که مقدار سیلیکات بیشتر از کربنات است (هانت و سالیسبوری، ۱۹۷۶a).

نمونه سیلتستون آثاری از کانیهای رسی و فلدسپار ریزدانه (احتمالاً آلپیت) بر اساس باندهای پرتو باقیمانده نزدیک ۱۰ میکرون نشان می‌دهند. نمونه سیلتستون خاکستری تیره دارای حدوداً ۵۰ درصد رس، ۲۰ درصد کوارتز و ۳۰ درصد کلسیت می‌باشند و طیف آن عمدتاً توسط کائولینیت، کوارتز و کلسیت تحت تأثیر قرار گرفته است. در نمونه ماسه‌سنگ قرمز نوار پرتو باقیمانده در ناحیه ۸/۵-۹/۵ میکرون از بین می‌رود و دلیل آن به احتمال زیاد پوششی از مواد

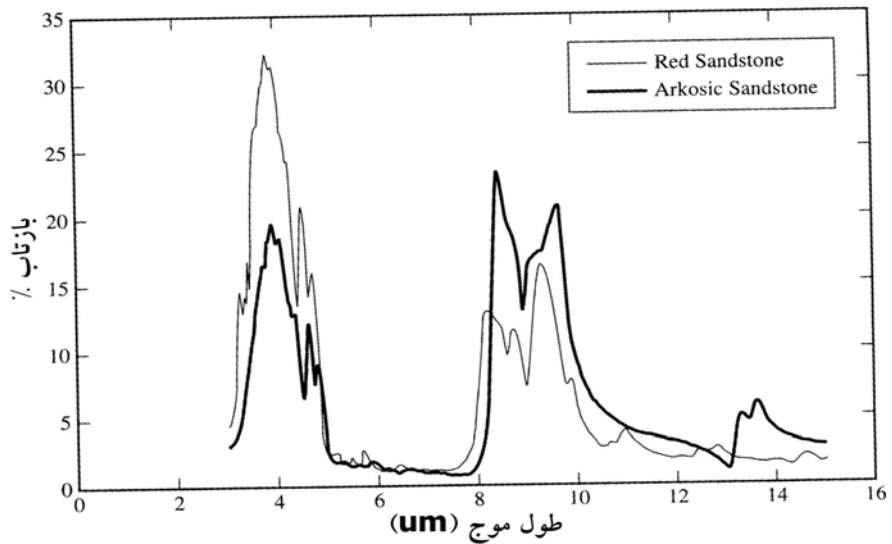


شکل ۲-۲) طیف بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار در ناحیه طول موج ۳/۰-۰/۴ و ۳-۱۵ میکرون برای سطح صیقل‌شده هشت نمونه سنگ رسوبی: الف- آهک فسیلی و دولومیتی (سالیسبوری و دآریا، ۱۹۹۲).

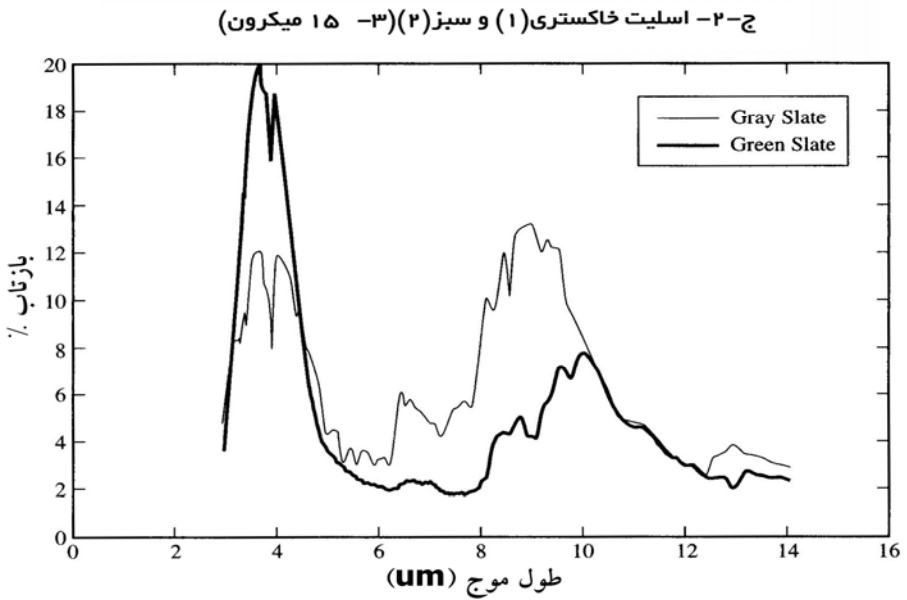
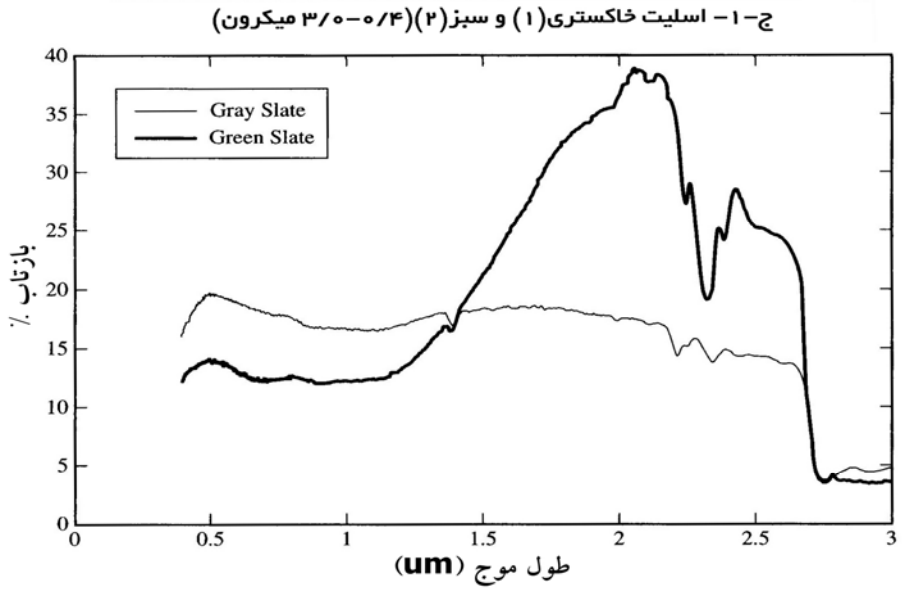
ب-۱ - ماسه سنگ قرمز (۱) و آرکوزی (۲) (۳/۰-۰/۱ میکرون)



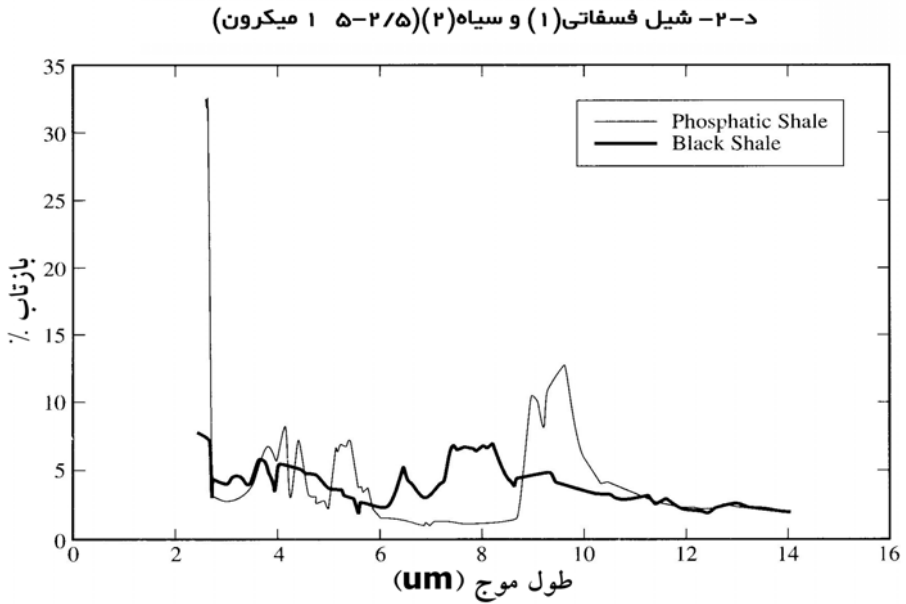
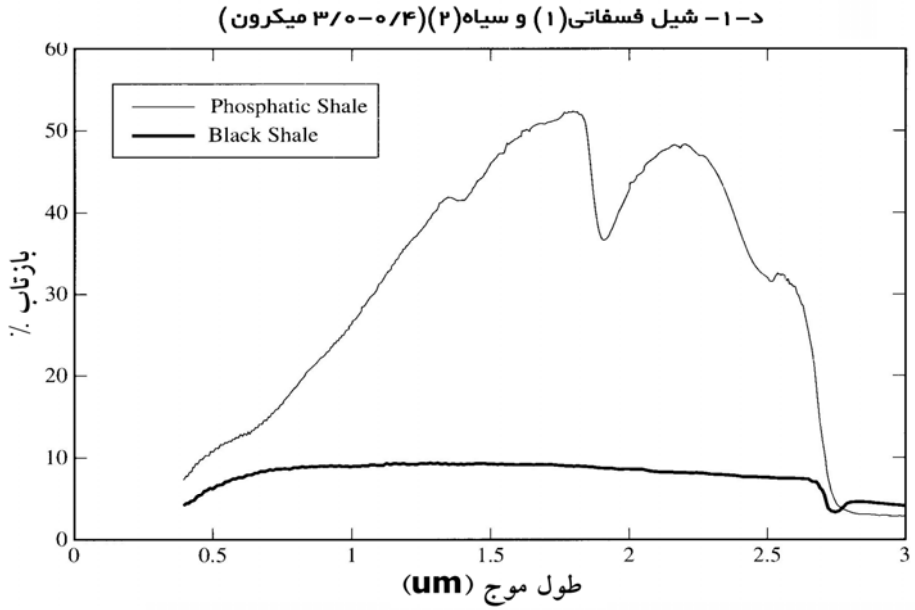
ب-۲ - ماسه سنگ قرمز (۱) و آرکوزی (۲) (۳-۱۵ میکرون)



ادامه شکل ۲-۲۰) ب- ماسه سنگ قرمز و آرکوزی.



ادامه شکل ۲-۲۰) ج- سیلتسون معمولی و خاکستری تیره.



ادامه شکل ۲-۲۰) د- شیل فسفات‌ه و سیاه.

آهنگار بر روی دانه‌های کوارتز است. نمونه مورد نظر یک بازتابندگی قوی در ناحیه طول موج ۰/۷-۰/۴ میکرون نشان می‌دهد و به آن رنگ قرمز می‌دهد (از جذب اکسید فریک در نزدیکی ۰/۴ میکرون). ماسه‌سنگ آرکوزی (کلرادو)، که فاقد ذرات کوچک اکسید فریک است، باند پرتو باقیمانده کوارتز را بسیار مشخص نشان می‌دهد. قطعات ارتوکلاز صورتی موجود در نمونه، در این طیف خود را نشان نمی‌دهند.

بطور خلاصه، سنگهای رسوبی در طیف خود حضور کانیهای سیلیکاته، کربناته و فسفات‌ها را نشان می‌دهند و نشانه‌هایی از پوشش اکسید فریک در ماسه‌سنگ قرمز در ناحیه ۸/۵-۹/۵ میکرون دیده می‌شود که نتیجه آن کاهش بازتابندگی نوار پرتو باقیمانده کوارتز است. آهکها، شیلها، سیلتستون‌ها و ماسه‌سنگها دارای طیفهای کاملاً متفاوتی هستند. این اختلاف نشان می‌دهد که اگر نواحی طول موج فروسرخ گرمایی، فروسرخ بازتابی و مرئی در دسترس باشند، میتوان با استفاده از حسگرهای چندطیفی تمامی آنها را از هم تفکیک کرد.

ح- مثالهایی از سنگهای دگرگونی

شکل ۲-۲۱ بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار سطوح صیقل‌شده هشت سنگ دگرگونی متفاوت را نشان می‌دهد. خصوصیات سنگهای دگرگونی و طیف آنها که در این بخش آورده شده است توسط هانت و سالیسبوری (۱۹۷۶b) بحث شده‌اند. به سیماهای بازتابندگی قوی کربنات، مرمر سفید و مرمر سرپانتینی توجه کنید. اگرچه نمونه‌های کربنات صیقل داده شده هستند، باندهای جذبی کوتاه آنها در ۶/۰ میکرون معرف بازتابندگی حداقل (بیشترین بازتابندگی حجمی) می‌باشد. نمونه مرمر سرپانتینی از ۲۰ درصد سرپانتین، ۵ درصد فلوگوپیت^۱ و بقیه آن از کلسیت تشکیل می‌شود و این ترکیب باعث می‌شود که طیف آن رفتاری مشابه سیماهای طیفی کلسیت و سرپانتین (نزدیک ۱۰ میکرون)؛ که یک کانی سیلیکاته است؛ داشته باشد.

علیرغم این واقعیت که دانه‌های کوارتز با تبلور مجدد (تقریباً ۹۰ درصد جرمی) دارای کانیهای اکسید آهن هستند، نمونه کوارتزیت صورتی سیمای طیفی مشابه کوارتز (نزدیک ۹ و ۱۳ میکرون) از خود نشان می‌دهد. در حین تبلور مجدد، کوارتز اکسید آهن را می‌پوشاند و این فرآیند باعث می‌شود که باندهای پرتو باقیمانده کوارتز حداکثر باشد. نمونه آلبیت- گنایس^۲ از

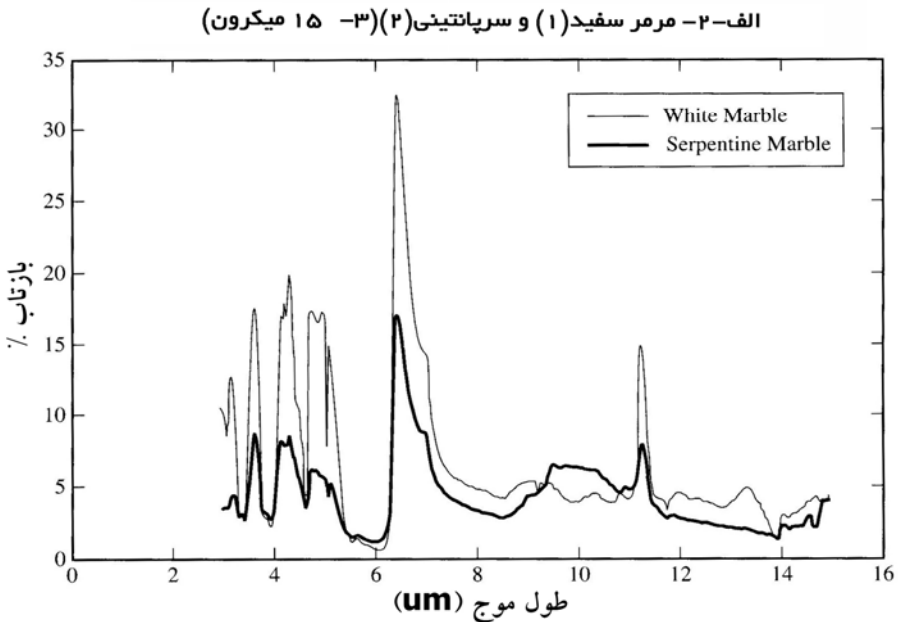
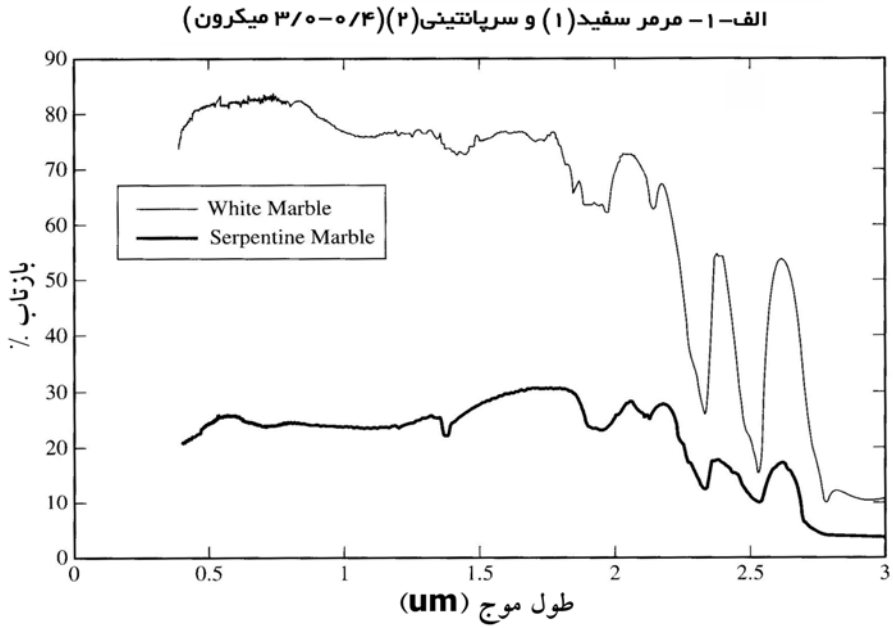
1 - Phlogopite

2 - Albite - Gneiss

مقدار زیادی آلبيت تشكيل مي‌شود كه اگر طيف بازتابندگي اين نمونه با آلبيت در شكل ۲-۲۰ مقايسه شود، فراواني آلبيت آن مشخص مي‌شود.

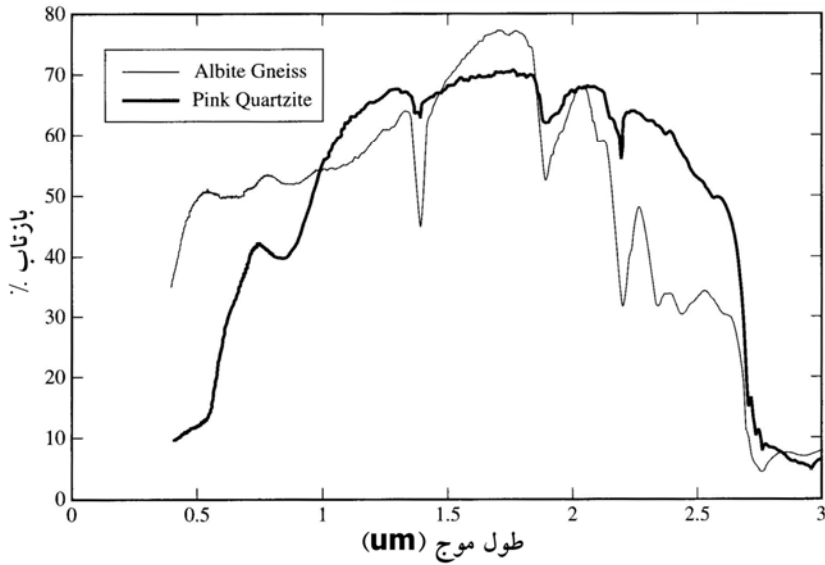
اسليت تيره به قدر كافي كربنات دارد و از اين رو باندهاي جذبي نزديك ۴ ميكرون (حداقل بازتابندگي) و ۷ ميكرون (حداكثر بازتابندگي) نشان مي‌دهد. اسليت سبز داراي رنگ سبز است و تبلور مجدد كانپه‌هاي رسي به كلريت همراه مقدار كمی كربنات عامل آن است. صور طيفي در ۱/۰ ميكرون (باندهاي جذبي آهن فرو) و ۱۰ ميكرون مشابه با صور طيفي كلريت است. نمونه‌هاي شيست سبز و گرافيت شيست صور طيفي كاملاً متمايزي را نشان مي‌دهند كه به دليل محتوي كربنات بيشتر گرافيت شيست باعث بلندي مشخص باندهاي كربنات در ۴/۰، ۷/۰ و ۱۱/۴ ميكرون مي‌شود. نمونه گرافيت شيست از ورقه‌هاي گرافيت (۵۰ درصد) بصورت لايه‌هاي نازك كه بصورت متناوب با كلسيت (۵۰ درصد) قرار دارند، تشكيل مي‌شود كه توضيحي براي فراواني طيف كلسيت است زيرا گرافيت در اين ناحيه طول موج فروسرخ گرمابي سيماهاي طيفي مشخصي ندارد. همانند سنگه‌هاي رسوبي، سنگه‌هاي دگرگوني داراي سيليكاتها، كربناتها و كانپه‌هاي ديگري هستند كه سيماهاي طيفي متفاوتي به آنها مي‌دهد. با استفاده از باندهاي طيفي در ناحيه مرئي، فروسرخ بازتابي و فروسرخ گرمابي، داده‌هاي سنجش از دور چندطيفي در بين سنگه‌هاي دگرگوني تمايز كافي به منظور تفكيك آنها از يكدیگر ايجاد خواهد كرد. مشخصات نمونه‌هاي سنگ دگرگوني كه طيف آنها در شكل ۲-۲۱ نشان داده شده، در پيوست ب آورده شده است.

به هر حال، آنچه كه از داده‌ها و بحثهاي اين سه قسمت برداشت مي‌شود، اينست كه بكارگيري طيف آزمايشگاهي و يا داده‌هاي سنجش از دور چندطيفي جهت تشخيص سنگه‌ها براساس وجود كانپه‌هاي سيليكاته و يا كربناته (يا هر دو) در آنها بسي آسانتر از تشخيص آنها براساس آذرین، رسوبي و يا دگرگوني بودن آنهاست. به عبارت ديگر، اين تركيب كانپه‌است كه عمدتاً خصوصيات طيفي سنگه‌ها را كنترل مي‌كند.

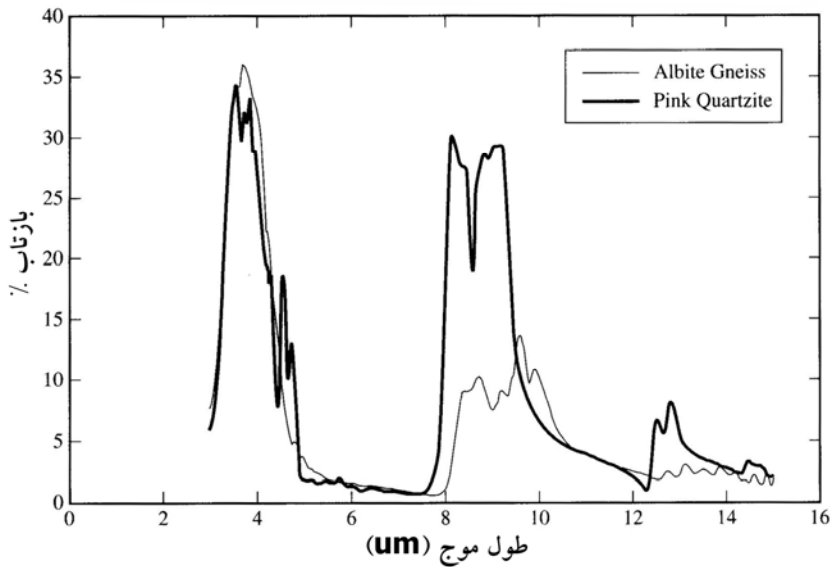


شکل ۲-۲۱) طیف بازتابندگی نیمکره‌ای جهت‌دار در ناحیه طول موج ۳/۰-۰/۴ و ۳-۱۵ میکرون برای سطح صیقل‌شده‌ی هشت سنگ دگرگونی: الف- مرمر سفید و سرپانتینی (سالیسبوری و آاریا، ۱۹۹۲).

ب-۱- گنایس آلبیتی (۱) و کوارتزیت صورتی (۲) (۴/۰-۰/۳ میکرون)

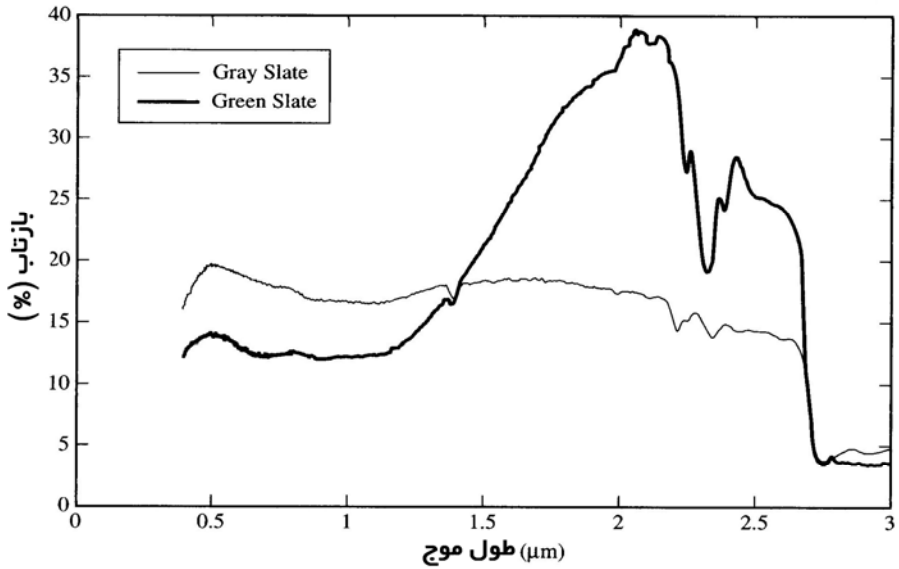


ب-۲- گنایس آلبیتی (۱) و کوارتزیت صورتی (۲) (۳-۱۵ میکرون)

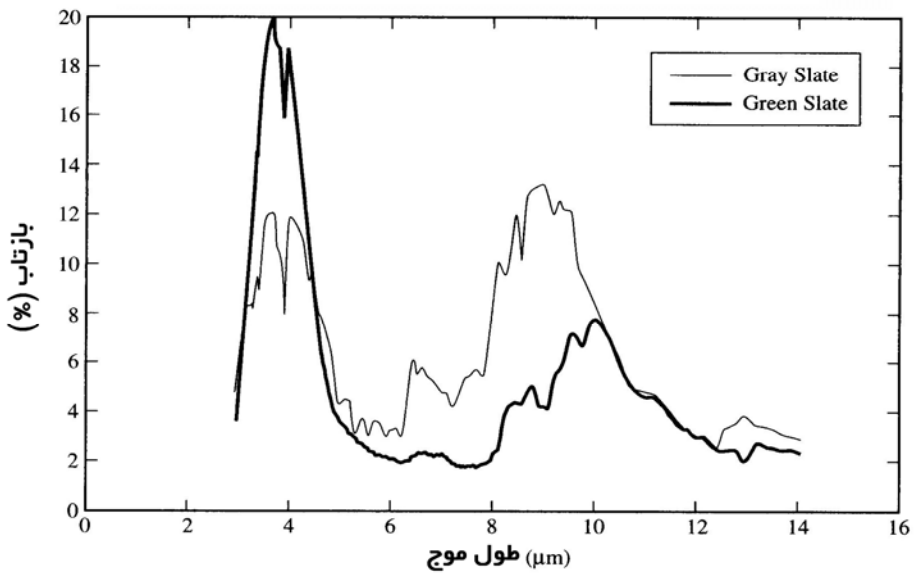


ادامه شکل ۲-۲۱) ب- آلبیت گنایس و کوارتزیت صورتی.

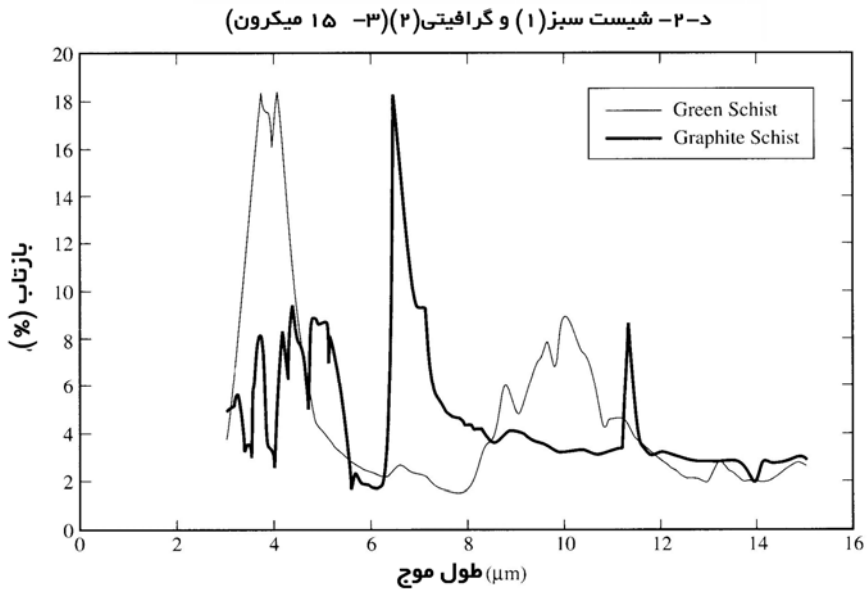
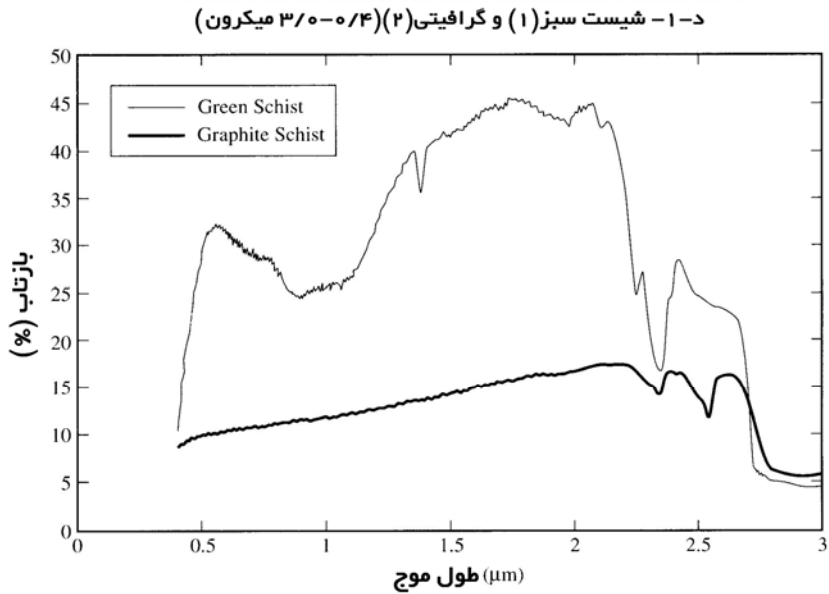
د-۱- شیست خاکستری (۱) و سبز (۲) (۴/۰-۱۵ - ۳/۰ میکرون)



د-۲- شیست خاکستری (۱) و سبز (۲) (۳-۱۵ میکرون)



ادامه شکل ۲-۲۱) ج- اسلیت تیره و سبز.



ادامه شکل ۲-۲۱) د- شیست سبز و گرافیت شیست.

فصل سوم

پردازش تصویر رقومی

مقدمه

پردازش تصویر رقومی شامل کلیه مراحل کاربری و تفسیر تصاویر رقومی با استفاده از کامپیوتر می باشد. پردازش تصویر موضوع گسترده ای است و توابع ریاضی پیچیده ای بر آن حاکم می باشند. در این فصل صرفاً اصول حاکم بر پردازش تصویر رقومی ذکر می شوند و جزئیات روابط ریاضی حاکم بر آنها مورد بحث قرار نخواهند گرفت و خواننده می تواند برای اطلاعات بیشتر به منابعی که در آخر کتاب ذکر شده اند، مراجعه کند. بطور کلی مراحل اصلی پردازش تصویر رقومی به مراحل زیر تقسیم می شود که ممکن است در عملیات پردازش تصویر یک یا چند مرحله از آنها انجام شود:

الف- تصحیح هندسی و بازسازی تصویر

در این مرحله خطاهای ناشی از شکل هندسی تصویر مانند واپیچش، تغییر شکل و کشیدگی پیکسلها و دیگر تغییرات هندسی تصویر تصحیح می شوند. در این قسمت مراحل ابتدایی پردازش تصاویر بمنظور تصحیح و جابجایی ها و خطاهای هندسی، کالیبراسیون

رادیومتری و حذف نویزهای تصویر انجام می شود. این مرحله از پردازش رقومی بستگی بسیار زیادی به مشخصات حسگر دریافت داده ها دارد. بطور کلی این مرحله تحت عنوان مرحله پیش پردازش معرفی^۱ می شود.

ب- آشکار سازی^۲

در این مرحله تصاویر نمود بهتری از ثبت داده ها بدست می آورند و برای تفسیر بصری و یا مراحل آتی پردازش آماده سازی می شوند. بطور کل، آشکار سازی تصویر مستلزم بکارگیری روشهایی برای افزایش تمایز بصری بین صور ثبت شده در کل چارچوب تصویر می باشد. بسته به هدف مطالعه ای که روی تصویر انجام می شود، آشکار سازی می تواند در برگیرنده روشهای متفاوتی باشد. بطور کلی روشهای آشکار سازی شامل روشهای افزایش تباین پدیده های روی تصویر و افزایش و مشخص کردن صور خطی و مکانی داده هاست.

ج- طبقه بندی تصویر

هدف این قسمت جایگزینی صور بصری داده های تصویر با مقادیر کلاسهای کمی مشخص کننده صور ثبت شده در کل تصویر است. طبقه بندی تصویر مستلزم بکارگیری آنالیز چند طیفی داده های تصویری با استفاده از قوانین آماری برای تعیین مشخصات هر کدام از پیکسلهای تصویر است. چنانچه فرآیند پردازش بر مبنای اشکال هندسی، ابعاد و ساختار صور ثبت شده در روی تصویر باشد، آنالیز آماری تحت عنوان "تشخیص الگوی مکانی"^۳ خوانده می شود و چنانچه آنالیزهای آماری بر روی بازتابهای طیفی مشاهده شده در تصویر صورت پذیرد، تحت عنوان "تشخیص الگوی طیفی"^۴ شناخته می شود. پس از آنالیزهای آماری، گروههای مختلف پیکسلهای تصویر به کلاسهای متفاوتی طبقه بندی می شوند که ماحصل آن نقشه های موضوعی^۵ می باشد.

تقسیم بندی ارائه شده در فوق بمنظور راهنمایی بیشتر خواننده برای پیگیری مباحث بعدی کتاب است و ممکن است در نوشته های دیگر، مراحل فوق بنحو متفاوتی طبقه بندی شده باشند. مثلاً ممکن است عده ای حذف نویز تصویر را در مرحله آشکار سازی تصویر قرار دهند. بطور کلی هدف این فصل، بررسی روشهای پردازش تصاویری است که جهت تبدیل

1 - Pre-Processing

2 - Enhancement

3 - Spatial Pattern Recognition

4 - Spectral Pattern Recognition

5 - Thematic

داده های چند طیفی یکی از قالبهای تصویری به یک نمایش تصویری بکار برده می شود و تمایز بین اهداف ویژه را از زمینه افزایش می دهد.

مشخصات کلی فایلهای رقومی تصاویر ماهواره ای

یک آرایه رستر^۱ (r خط که هر کدام دارای q پیکسل است) از تابندگیهای طیفی اندازه گیری شده برای هر باند طیفی حسگر همانند دستگاه داده های تصویری چندطیفی ثبت می شود. در بعضی موارد، تمامی پیکسلهای تصویر هر باند طیفی داده بصورت یک فایل مستقل ثبت می شود و بدین ترتیب n (تعداد باندهای طیفی) فایل مجزا در دستگاه داده های تصویری وجود دارد. این قالب^۲ توالی باندها^۳ یا BSQ نامیده می شود. مثلاً تصویر کامل در باند ۱، باند ۲ و ... و باند n وجود دارد. اگر هر فایل دارای یک خط داده برای تمامی n باند طیفی باشد، قالب آرایه رستر "نوار منفک به خط"^۴ یا BIL نامیده می شود. بعنوان مثال خط ۱ باند ۱، خط ۱ باند ۲ و همینطور به ترتیب تا خط ۱ باند n؛ خط ۲ باند ۱ و همینطور تا خط ۲ باند n. اگر برای هر پیکسل، در یک زمان n باند طیفی ثبت شود؛ قالب آرایه رستر "نوار منفک به پیکسل"^۵ یا BIP نامیده می شود؛ خواه طول فایل بیش از طول یک خط باشد و یا نباشد.

بعلاوه، معمولاً برای هر آرایه رستر یک سرانداز^۶ وجود دارد که خصوصیات تصویر مثل تعداد پیکسلها در هر خط (q)، تعداد خطوط (r) و تعداد بایتهای ثبت شده در هر پیکسل را توضیح می دهد. یک قالب تصویری بر این امر دلالت دارد که قالب، سراندازی مشخص با یک قالب آرایه رستر مشخص توأم خواهد بود. بعنوان مثال، قالب تصویر RAW ساده ترین قالب است زیرا هیچگونه اطلاعات سراندازی ندارد و معمولاً (اما نه همیشه) در مورد قالب داده های آرایه رستر BSQ بکار می رود. TIFF^۷ یک قالب داده تصویری رایج و بسیار پیچیده است (صدها صفحه مشخصه) و استاندارد برای ترکیب مجاز برجسبهای تصویر ندارد. قالبهای داده تصویری بسیاری وجود دارد که بعضی از آنها کاربرد عمومی داشته و بعضی دیگر خاص بسته های نرم افزاری تجاری پردازش تصاویر می باشند. بعنوان مثال، بسته نرم افزاری تجاری

-
- 1 - Raster
 - 2 - Format
 - 3 - Band Sequential
 - 4 - Band Interleaved by Line
 - 5 - Band Interleaved by Pixel
 - 6 - Header
 - 7 - Tagged Image File Format

پردازش تصویر ER-Mapper از قالب خاص خود استفاده می‌کند که از یک قالب سرانداز متنی مجزا و یک آرایه رستر BIL باینری تشکیل می‌شود. بعلاوه، اکثر بسته‌های نرم‌افزاری تجاری پردازش تصاویر قادر هستند قالب داده‌های لندست، اسپات، و دیگر ماهواره‌های تجاری را بدون نیاز به دانش خاصی از طرف کاربر، مستقیماً به قالب داده‌های خاص نرم‌افزار تبدیل کنند.

تصحیح هندسی

تصاویر خام رقومی معمولاً دارای تغییر شکل‌هایی هستند که نمی‌توانند بعنوان نقشه مورد استفاده قرار گیرند. منابع این تغییر شکلها متنوع بوده و بطور کلی حاصل از تغییرات در ارتفاع، حالت و سرعت پلتفرم حسگر؛ جابجائیهای پانوراما؛ انحنای زمین؛ شکست نوری در جو، جابجایی ارتفاعی و انحرافهای غیرخطی در محدوده دید جارویی حسگر می‌باشد. شدت تغییر شکل‌های هندسی بسته شدت و مقدار هر یک از منابع خطای ذکر شده می‌باشد. بطور کلی تصحیحات هندسی به دو گروه سیستماتیک و تصادفی تقسیم می‌شوند. تصحیحات نوع اول قابل پیش بینی بوده و نوع دوم غیر قابل پیش بینی نمی‌باشد. خطاهای سیستماتیک بخوبی شناخته شده هستند و بسادگی با استفاده از فرمولهای مشتق شده از منابع واپیچشها تصحیح می‌شوند. برای مثال، یکی از منابع خطاهای هندسی در سنجشهای چندطیفی تغییرات ارتفاع پلتفرم ماهواره در نتیجه چرخش سمت شرق زمین در زیرگذر، ماهواره می‌باشند در نتیجه آن تصویر ثبت شده انحرافی سمت غرب خواهد داشت. برای برطرف کردن این تغییر شکل باید هر خط از داده‌های تصویری را به سمت چپ جابجا کرد.

تغییر شکل‌های تصادفی و ناشناخته با استفاده از نقاط کنترل زمینی^۱ (GCP) شناخته شده تصحیح می‌شوند. این نقاط دارای مختصات مشخص هستند و در روی تصویر رقومی گویا شده و همان مختصات را تصویر منتقل می‌کنند. برای تصحیح این تغییر شکلها چندین GCP بر روی تصویر مشخص شده و مختصات سطر و ستون آنها یا مختصات زمینی نقاط مانند UTM و یا طول و عرض جغرافیایی مقایسه شده و سپس با آنالیز رگرسیون حداقل مربعات^۲ ضرایب معادلات تبدیل مختصات استخراج می‌شوند. شکل ریاضی مطلب فوق بصورت زیر بیان می‌شود:

1 - Ground Control Points

2 - Least-Square Regression

$$\begin{aligned} x &= f_1(X, Y) \\ y &= f_2(X, Y) \end{aligned} \quad \text{رابطه ۳-۱}$$

که:

(x, y) مختصات تصویر بر حسب سطر و ستون پیکسلها

(X, Y) مختصات تصحیح شده از روی نقشه

f_1, f_2 توابع مورد استفاده

توابع بالا بخوبی گویای روشن تصحیح هندسی تصاویر خام نیستند ولیکن نشان دهنده عملیات انجام شده در حین فرآیند تصحیح هندسی می باشد. ابتدائاً یک ماتریس خالی تغییر شکل نیافته بعنوان نقشه خروجی تعریف می شوند و سپس هر پیکسل آن با پیکسلهای متناظر آن از تصویر تغییر شکل یافته پر می شود. این فرآیند در شکل ۳-۱ نشان داده شده است. این شکل نشان می دهد که سلولهای ماتریس خروجی تصحیح شده هندسی سلولها بر روی تصویر تغییر شکل یافته اولیه انطباق داده شده است. پس از تعیین توابع تبدیل، فرآیند نمونه گیری مجدد^۱ استفاده شده و مقادیر پیکسلهای متناظر به سلولهای نقشه خروجی نسبت داده می شود. این فرآیند با یکی از روشهای زیر انجام پذیر است:

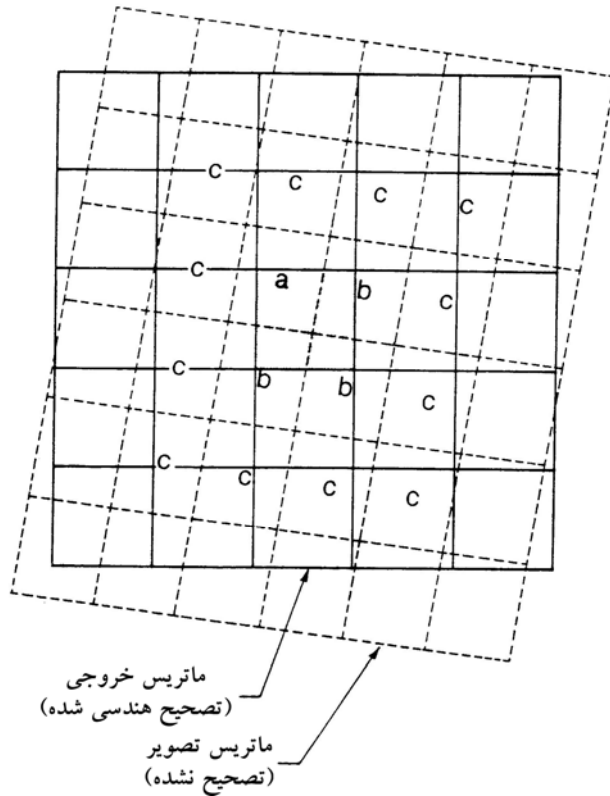
الف- مختصات هر عنصر ماتریس خروجی تصحیح شده به مختصات متناظر سلولهای ماتریس ورودی (تصویر اولیه) تبدیل می شوند.

ب- معمولاً یک سلول در ماتریس خروجی مستقیماً بر روی یک پیکسل تصویر ورودی منطبق نخواهد شد. بر این اساس مقادیر DN هر سلول در ماتریس خروجی بر حسب مقادیر پیکسلهای احاطه کننده موقعیت تبدیل شده آن در ماتریس ورودی اولیه تعیین می شود.

روشهای متفاوتی برای نسبت دادن مقادیر DN به پیکسلهای نقشه خروجی مورد استفاده قرار می گیرد. برای توضیح این موضوع، یکی از پیکسلهای نقشه خروجی شکل ۱-۳ را در نظر بگیرید. DN این پیکسل می تواند مستقیماً از DN نزدیکترین پیکسل آن در تصویر ورودی بدون توجه به مقدار جابجایی آن، دریافت شود. این روش نمونه گیری نزدیکترین سلول همجوار^۲ نامیده می شود. مزیت این روش محاسبه ساده و پرهیز از تغییر مقادیر DN سلولهای تصویر اولیه است. در این روش صور ثبت شده در ماتریس خروجی جابجایی مکانی حداکثر برابر با نصف ابعاد پیکسلها دارند.

1 - Resampling

2 - Nearest Neighbor



شکل ۳-۱) ماتریس پیکسل‌های نقشه تصحیح شده که بر روی ماتریس اولیه تصویر تصحیح نشده، انطباق داده شده است.

در یک روش حرفه ای تر نمونه گیری مجدد پیکسلها، مقادیر DN چندین پیکسل احاطه کننده یک پیکسل مشخص در ماتریس خروجی ارزیابی شده و یک مقدار DN ساختگی به سلول مورد نظر در تصویر خروجی نسبت داده می شود. یکی از روشهای ارزیابی پیکسلها، میانگین گیری وزن دار بر اساس فاصله از چهار پیکسل مجاور نسبت به پیکسل نقشه خروجی می باشد. در این روش، نقشه خروجی دارای نرمی بیشتری (از نظر مقادیر پیکسل) نسبت به تصویر ورودی دارد. از آنجاییکه مقادیر DN تصویر اولیه تغییر داده می شوند، ممکن است مسائلی در ارتباط با آنالیز داده ها و تشخیص صور طفیفی پدیده ها بوجود بیاید.

یک روش بهینه نمونه گیری DN تصاویر در طی فرآیند تصحیح هندسی، استفاده از روش Cubic Convolution می باشد. در این روش، مقادیر پیکسلهای ماتریس خروجی با استفاده از ارزیابی بلوکی از ۱۶ پیکسل تصویر ورودی احاطه کننده هر پیکسل، تعیین می شوند.

بررسی معادلات ریاضی حاکم بر این نوع ارزیابی ها خارج از مباحث این کتاب است و خواننده می تواند به منابعی که در آخر کتاب معرفی شده اند، مراجعه کند. این روش نسبت به روش قبلی تصویر واضح تری تولید می کند ولیکن همچنان باعث تغییر DN پیکسلهای تصویر می شود. مقادیر DN نسبت به روش قبلی بسیار کمتر است و بدین لحاظ شباهت بسیار بیشتری به تصویر خام اولیه دارد.

تصحیح رادیومتری

همانند تصحیح هندسی، تصحیح رادیومتری انواع متفاوت حسگرهای ثبت داده های تصویری رقومی با یکدیگر متفاوت می باشد. ولی بطور کلی بازتابش اندازه گیری شده توسط حسگر تحت تأثیر عوامل متعددی قرار گرفته است که شرایط جوی، ابعاد دید و تأثیر نوع تجهیزات اندازه گیری مهمترین آنها می باشد. بعضی از این عوامل همانند میدان دید در مورد حسگرهای هوابرد تأثیر بیشتری نسبت به حسگرهای ماهواره ای و بویژه در تولید موزائیک تصاویر گرفته شده در فصول مختلف؛ باید "تصحیح ارتفاع خورشید"^۱ و "تصحیح فاصله زمین خورشید"^۲ انجام شود. تصحیح ارتفاع خورشید برای تصحیح موقعیت خورشید نسبت به زمین در فصول مختلف انجام می گیرد و در طی این پردازش، داده های تصویری دریافت شده در شرایط زوایای مختلف به تابش خورشیدی بهنجار می شوند. بهنجار کردن با استفاده از محاسبه مقادیر روشنایی پیکسل در زمان سنجش تقسیم بر سینوس زاویه ارتفاع خورشید در تاریخ مورد نظر انجام می شود (شکل ۳-۲). در اکثر موارد مقادیر آزمون حسگر نسبت به خورشید در دسترس می باشد که در این مورد مقدار روشنایی هر پیکسل به سینوس مقدار آزمون حسگر تقسیم می شوند. تصحیح فاصله زمین - خورشید برای بهنجار کردن تغییرات فصلی ناشی از فاصله زمین - خورشید استفاده می شود. معمولاً فاصله زمین - خورشید بر حسب واحدهای نجومی بیان می شود (یک واحد نجومی برابر با میانگین فاصله بین زمین و خورشید می باشد و تقریباً برابر با $10^6 \times 149/6$ کیلومتر است) تابش خورشیدی به نسبت مربع فاصله زمین از خورشید کاهش می یابد.

بدون در نظر گرفتن شرایط جوی، اثرات دو عامل ذکر شده در فوق بر تابش خورشیدی

در سطح زمین بصورت زیر می باشد:

1 - Sun Elevation Correction

2 - Earth-Sun Distance Correction

$$E = \frac{E_0 \cos \theta_0}{d^2} \quad \text{رابطه ۲-۳}$$

که:

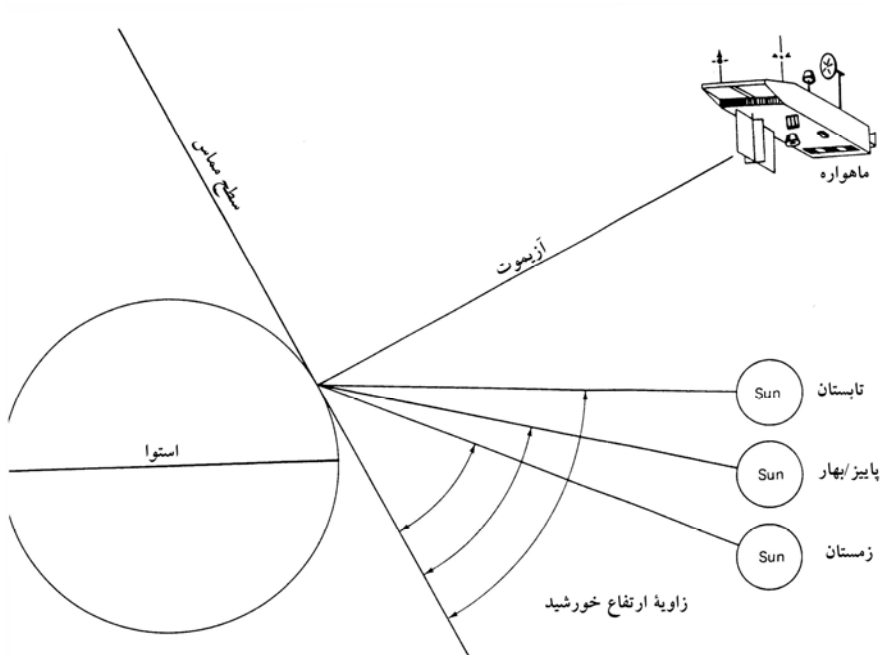
E تابش خورشیدی بهنجار شده

E_0 تابش خورشیدی در وسط فاصله زمین - خورشید

θ_0 زاویه خورشید از آزیموت ماهواره

d فاصله زمین خورشید بر حسب واحد نجومی

اطلاعات زاویه ارتفاع خورشید و فاصله زمین - خورشید برای یک چارچوب تصویر مشخص همراه تصاویر رقومی به کاربر ارائه می شود.



شکل ۲-۳ اثرات تغییرات فصلی بر زاویه ارتفاع خورشید و موقعیت آزیموت پلتفرم ماهواره.

آنچنانکه قبلاً نیز بحث شد، تابش خورشیدی شدیداً تحت تأثیر جو زمین قرار می گیرد. اثر جو بر روی تابش اندازه گیری شده در هر نقطه ای بر روی زمین به دو گونه می باشد. اول اینکه جو، باعث کاهش انرژی در روی هر پدیده ای در سطح زمین می شود. دوم اینکه، جو

بصورت یک عامل بازتابش عمل می کند و پراکنش مضاعفی را به سیگنالهای ثبت شده توسط حسگر اضافه می کند که تحت عنوان " تابش مسیر^۱" خوانده می شود. در روی هر پیکسل بصورت زیر بیان می شود:

$$L_{TOT} = \frac{\rho ET}{\pi} + L_p \quad \text{رابطه ۳-۳}$$

که:

L_{TOT} تابش طیفی کلی اندازه گیری شده توسط حسگر

ρ بازتابش هدف

E تابش در سطح جسم

T قابلیت عبور جو

L_p تابش مسیر

تمامی پارامترهای فوق وابسته به طول موج می باشد.

تنها اولین عبارت تابع فوق دارای اطلاعات معتبری در مورد بازتابش هدفهای سطح زمین دارد. دومین عبارت نشان دهنده تابش مسیر می باشد که معرفی از " نزم^۲" جوی در تصویر است و تباین تصویر را کاهش می دهد. به یاد داشته باشید که پراکنش تابعی از طول موج است و طول موجهای کوتاهتر اثرات پراکنش بیشتری دارند. روشهای حذف اثرات نزم جوی برای به حداقل رساندن اثرات تابش مسیر طراحی می شوند. یکی از ابزارهای کاهش نزم جوی در داده های چند طیفی مشاهده تابش ثبت شده در روی نواحی هدف بدون بازتابش می باشد. برای مثال، بازتابش آب عمیق تمیز اصولاً در ناحیه طول موج فرسرخ نزدیک صفر می باشد. بنابراین، سیگنال ثبت شده در روی چنین هدفی نشانگر تابش مسیر است و می تواند از تمامی پیکسلها همان باند، کسر می شود. این روش، " تفریق جسم تیره^۳" خوانده می شود.

یکی دیگر از روشهای پردازش رادیومتری داده های تصویری در کاربردهای کمی، تبدیل مقادیر DN ها به مقادیر تابش مطلق می باشد. برای مثال، اینچنین تبدیل برای بررسی یک هدف که در طول زمان با حسگرهای متفاوتی مطالعه شده است، الزامی می باشد. همچنین این تبدیل

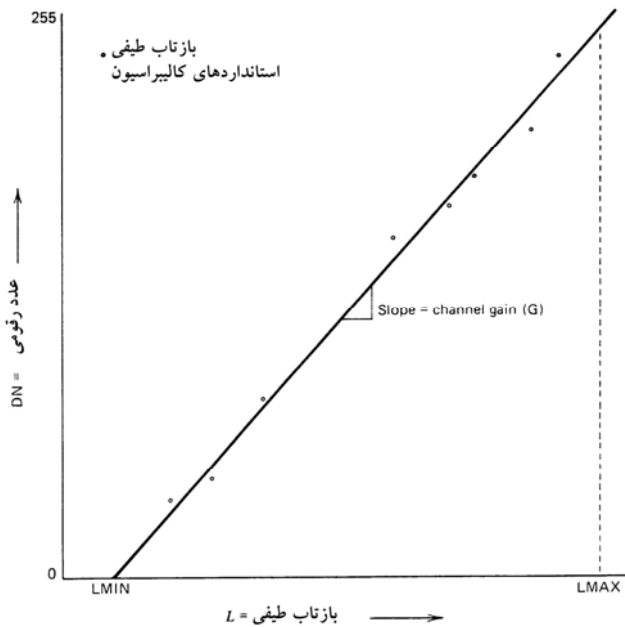
1 - Path Radiance

2 - Haze

3 - Dark Pixel Subtraction

برای ایجاد و یا تولید مدل‌های ریاضی که داده‌های تصویری را با مقادیر کمی اندازه‌گیری شده در روی زمین مرتبط می‌کند، بکار برده می‌شود.

معمولاً، آشکارسازها و تجهیزات ثبت داده‌های طیفی حسگرهای سنجش از دور به گونه‌ای طراحی می‌شوند که رابطه بین تابش طیفی ورودی و مقادیر ثبت شده (DN) یک تابع خطی است. در شکل ۳-۳ تابع خطی یک باند حسگر TM نشان داده شده است. هر کدام از باندهای طیفی TM تابع خاص خود را دارا می‌باشد و خصوصیات آن با استفاده از لامپهای کالیبراسیون نصب شده در حسگر نشان داده می‌شود. مقدار تابش مطلق ورودی قبل از پرتاب ماهواره کالیبره می‌شود و فرض می‌شود که در طول عمر حسگر ثابت باقی می‌ماند. بنابراین، منابع استفاده شده برای کالیبراسیون، پایه و اساس روابط بین تابش ورودی و DN ثبت شده را تشکیل می‌دهند.



شکل ۳-۳) رابطه بین تابش طیفی ورودی و مقادیر ثبت شده برای یک باند لندست TM.

در شکل ۳-۳ دیده می‌شود که خط عبوری از میان داده‌های ثبت شده بصورت زیر می‌باشد:

$$DN = GL + B \quad \text{رابطه ۳-۴}$$

DN مقادیر رقومی ثبت شده

G شیب نمودار

L تابش طیفی اندازه گیری

B شیب تابع خطی

اصطلاحاً به مقدار G دریافت^۱ الکترونیکی و به B جابجایی^۲ الکترونیکی گفته می شود. مقدار Lmin در شکل ۳-۳ تابش طیفی مطابق با DN مساوی صفر می باشد و Lmax حداقل تابش لازم برای تولید DN حداکثر (در مورد حسگر TM برابر با ۲۵۵) می باشد. باتوجه به شکل ۳-۳ مقدار L از معادله ۳-۴ برابر است با:

$$L = \left(\frac{L_{Max} - L_{Min}}{255} \right) DN + L_{Min} \quad \text{رابطه ۳-۵}$$

با استفاده از معادله ۳-۵ مقدار DN هر باند می تواند به مقدار مطلق تابش طیفی تبدیل شود. مقادیر Lmax و Lmin برای حسگر ثابت کننده معمولاً همراه داده های تصویری ارائه می شود و واحد آن $mwcm^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ می باشد. برای تخمین تابش کلی یک باند، مقادیر بدست آمده از معادله ۳-۵ باید در پهنای باندطیفی مورد نظر ضرب شود. از اینرو تخمین دقیق تابش کلی یک باند مستلزم شناخت دقیق منحنیهای توابع طیفی هر باند می باشد.

حذف نویزهای تصویری

نویز تصویری شامل تمامی آشفتگیهای داده های تصویر است که می تواند ناشی از محدودیتهای در ثبت داده ها، رقومی سازی داده ها و یا فرآیند ثبت داده ها باشد. نویزها می توانند باعث تغییر و یا پوشش کامل اطلاعات رادیومتری ثبت شده، شوند. بنابراین بسیار بجا خواهد بود اگر قبل از دیگر مراحل پردازش تصویر، ابتدائاً نویزها تصویر گرفته شوند. هدف از بین بردن نویزها، بازسازی تصویر تا حد ممکن نزدیک به تصویر فاقد نویز است که در بردارنده داده های صحیحی از هدفهای موجود در تصویر باشد. نویزهای موجود در تصویر می توانند از انواع سیستماتیک، تصادفی و یا ترکیب هر دو باشند. برای مثال، پویشرهای چندطیفی که چندین خط را همزمان جارو می کنند غالباً دارای نویزهای خطی در امتداد خط پویش دارند که

1 - Gain

2 - Offset

نویز نواری^۱ یا راه راه^۲ نامیده می شود. این گروه از نویزها در داده های لندست MSS بسیار دیده می شوند. برای حذف این گروه از نویزها روشهای متعددی وجود دارد که اصطلاحاً Destriping نامیده می شوند. یک روش، تلفیق هیستوگرامهای آشکارسازهای هر کدام از باندها با یکدیگر است. برای مثال در حسگر MSS برای هر باند شش آشکارساز و در مورد حسگر TM تعداد آشکارسازها ۱۶ عدد برای هر باند می باشد. روش تلفیق هیستوگرام در مورد داده های MSS بدین معناست که برای یک باند ویژه یک هیستوگرام برای خطوط پویس ۱، ۷، ۱۳ و...؛ یک هیستوگرام خطوط ۲، ۸ و ۱۴ و همینطور الی آخر تولید می شود. سپس این هیستوگرام از نظر مقادیر میانه و میانگین با یکدیگر مقایسه شده و مشکلات آشکارسازها بدین روش مشخص می شود. در نهایت یک ضریب تبدیل مشخص می شود که می تواند هر یک از هیستوگرامها را که مربوط به خطوط پویس هستند تعدیل کند. این ضریب تعدیل در مورد پیکسلهایی که دارای نویز نواری هستند اعمال می شود و بقیه پیکسلها بدون تغییر باقی می ماند.

نوع دیگر نویزهای خطی که در تصاویر رقومی دیده می شوند، حذف خطی می باشد و بدین معناست که در طول یک خط پویس چند و یا تمامی پیکسلها ثبت نشده اند. در این موارد چون اطلاعات مربوط به هدف کاملاً از بین رفته است، معمولاً روشهای آماری تنها وسیله بازسازی تصویر می باشند. یکی از روشهای بازسازی تصویر در این مورد، گرفتن میانگین از پیکسلهای خط بالا و پائین و درج آن بجای هر یک از پیکسلها می باشد.

مسائل مربوط به نویزهای تصادفی کاملاً متفاوت با آنهایی هستند که تا اینجا بحث کردیم. این نوع از نویزها بواسطه تغییرات غیر سیستماتیک در سطوح DN پیکسلها مشخص می شود و خطاهای بیتی^۳ نامیده می شود. این نوع نویزها در تصویر پراکنده اند و اصطلاحاً همانند برف و یا ذرات "نمک و فلفل" برسطوح تصویر پراکنده اند. بهترین روش برای از بین بردن این نویزها، مقایسه هر پیکسل با پیکسلهای مجاور خود می باشد. اگر تفاوت بین مقدار یک پیکسل و مقادیر مجاور آن از یک حد آستانه (که توسط کاربر تعریف می شود) بیشتر باشد، پیکسل مربوطه تحت عنوان نویز و یا پیکسل نویزدار شناخته می شود. در این روش معمولاً از "پنجره های متحرک"^۴، ۳×۳ یا ۵×۵ استفاده می شود. بدین ترتیب که در هر لحظه پیکسل وسط

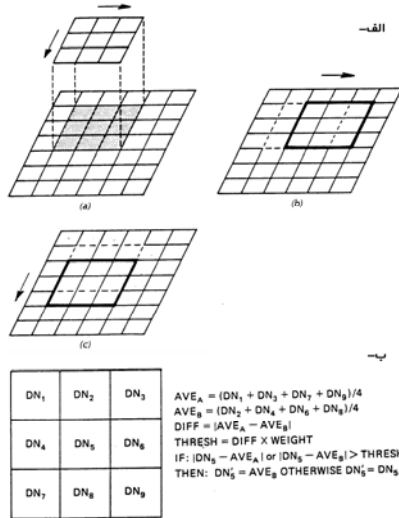
1 - Banding

2 - Striping

3 - Bit Errors

4 - Moving Window

بعنوان هدف، مورد بررسی قرار گرفته و پیکسلهای اطراف آن بعنوان همسایه انتخاب می شوند. در شکل ۳-۴ مفهوم پنجره متحرک با ابعاد 3×3 و الگوریتم بررسی نویز و تصحیح آن نشان داده شده است.



شکل ۳-۴ الف- شرح مفهوم پنجره متحرک. این پنجره (با ابعاد 3×3) در جهت محور X و سپس با حرکت روی خطهای پویش تصویر، تمامی پیکسلهای تصویر را مورد بررسی قرار می دهد. ب- الگوریتم تصحیح نویز با استفاده از یک پنجره متحرک 3×3 . توجه داشته باشید که مقدار وزنی و حد آستانه توسط کاربر تعیین می شود.

آشکار سازی تصویر

دو عبارت اضافی نهایی در معادله ۱-۲۰ و عبارت آخری معادله ۱-۲۲ هیچ اطلاعاتی در مورد هدف ندارند و از یک تصویر به تصویر دیگر و همچنین در زمانهای متفاوت جمع آوری داده، متفاوت هستند. برای پردازش داده‌های یک گذر منفرد جمع آوری داده، هر الگوریتم پردازش تصویر که صرفاً تبدیل خطی این معادلات می باشد، توسط این عبارات تحت تأثیر واقع نخواهد شد زیرا فقط محل برخوردگاه تبدیل خطی را تغییر می دهند. به هرحال، برای پردازش داده‌های تصویری گذرهای متفاوت صفحه حسگر توسط تبدیلات خطی یا برای پردازش تصویر توسط تبدیلات غیرخطی (حتی یک گذر منفرد) حذف این عبارات غیرضروری که با شرایط محیطی (و نه با ترکیب هدف) تغییر می کند، الزامی است.

دو قسمت بعدی به بحث پیرامون این مشکل به ترتیب برای طول موجهای کوتاهتر از ۴/۰ میکرون و برای طول موجهای بلندتر از ۴/۰ میکرون (فروسرخ گرمایی) می پردازد.

الف- ترسیم نمودار ستونی و تفریق جسم تیره

آرایه رستر داده‌های i مین باندطیفی یک مجموعه داده تصویری را در نظر بگیرید. با یک بررسی ساده پیرامون پخش تابندگیهای طیفی آن باند در میان پیکسلهای مجموعه داده، مطالب مفیدی حاصل می‌شود. شکل ۳-۵-الف یک مجموعه داده تصویری آرایه رستر کوچک ۲۵ پیکسلی با اعداد رقمی $DN(i)$ ، i مین باندطیفی نشان داده شده برای هر پیکسل مجموعه داده، را نشان می‌دهد. به دلایلی که بعداً در همین قسمت توضیح داده خواهد شد، اولین مرحله در پردازش تصاویر معمولاً ترسیم نمودار ستونی- یک روش نمونه‌برداری از تصویر (بعنوان مثال، پیکسلهای مشابه دهمین ستون از دهمین ردیف) برای هر باندطیفی- می‌باشد. یک نمودار ستونی، نموداری از تعداد پیکسلها در برابر مقدار $DN(i)$ می‌باشد و نشاندهنده تعداد پیکسلهای هر $DN(i)$ است. بنابراین، در یک نمودار ستونی داده ۸ بیتی یک باندطیفی، مقادیر $DN(i)$ را از صفر تا ۲۵۵ در محور x ها در مقابل تعداد پیکسلها (چگالی فراوانی) در محور y ها ترسیم می‌شود. شکل ۳-۵-ب نمودار ستونی i مین باندطیفی مجموعه داده تصویری کوچک شکل ۳-۵-الف است که تمامی پیکسلهای موجود در مجموعه داده در نظر گرفته شده است. توجه کنید که جمع کل تمامی پیکسلها در تمامی سلولهای نمودار ستونی برابر با تعداد کل پیکسلها در مجموعه داده تصویری است.

مبحث بعدی صرفاً در مورد یک باند طیفی ناحیه طول موج بازتابی کوتاهتر از ۴/۰ میکرون بکار می‌رود. پایین‌ترین مقدار $DN(i)$ ، i مین باند طیفی با هر پیکسلی در آن کلاس نمودار ستونی (پایین‌ترین کلاس نمودار ستونی غیرخالی) همانطور که در مثال ۳-۵ نشان داده شده، چیزی غیر از صفر است. چنانچه تصویر متعلق به یک ناحیه ناهمگن دارای سایه‌های گسترده و دیگر اجسام تیره باشد (کرین^۱ ۱۹۷۱، وینسنت^۲ ۱۹۷۲) که هیچگونه تابش بازتابیده قابل تشخیصی برای حسگر نداشته باشد، بالاترین مقدار $DN(i)$ بدون پیکسل در کلاس نمودار ستونی خود یا هر کلاس نمودار ستونی $DN(i)$ کمتری ارائه‌دهنده جمع دو عبارت نهایی معادله ۱-۲۰ (که عبارتهای اضافی نامیده می‌شوند) است، در صورتیکه $S=0$ یا $\rho(i)=0$ باشد. این

1 - Crane

2 - Vincent

مقدار $DN(i)$ که یکی کمتر از کمترین کلاس نمودار ستونی $DN(i)$ غیر صفر است، جسم تیره $DO(i)$ نامیده می‌شود و نشاندهندهٔ مجموع تابش مسیر جوی و جابجایی الکترونیکی^۱ برای i مین باند طیفی است. با جایگزینی معادلهٔ ۱-۱۴ در معادلهٔ ۱-۱۶ در حالتیکه $S=0$ باشد، معادلهٔ زیر نتیجه می‌شود:

$$DO(i) = q(i) \left[g(i) f(i) L^2(i) (Path) \Delta \lambda(i) - a(i) \right] \quad \text{رابطه ۳-۶}$$

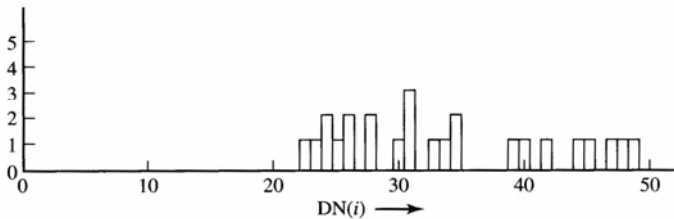
22	24	30	31	35
23	24	28	35	39
25	26	31	45	50
26	28	33	46	49
31	34	40	42	48



No. of pixels	1	1	2	1	2	0	2	0	1	3	0	1	1	2	0	0	0	1	1	0	1	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	1
$DN(i)$	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50			



الف- مقادیر $DN(i)$ برای آمین باند طیفی یک آرایه رستر یک تصویر ۲۵ پیکسلی



ب- مقادیر $DN(i)$ برای آمین باند طیفی یک آرایه رستر یک تصویر ۲۵ پیکسلی

شکل ۳-۵) یک مجموعه داده تصویری ۲۵ پیکسلی فرضی و نمودار ستونی آن برای i مین باند طیفی. الف- مقادیر عدد رقومی برای i مین باند طیفی، $DN(i)$ یک آرایه رستر یک مجموعه داده تصویری ۲۵ پیکسلی. ب- نمودار ستونی i مین باند طیفی مجموعه داده تصویری شکل الف. نمودار ستونی تعداد پیکسلهای تصویری را نشان می‌دهد که هر کدام از مقادیر عدد رقومی در تصویر نشان داده شده است.

در صورتیکه جسم تیره از $DN(i)$ تمامی دیگر پیکسلهای تصویر برای آن باند طیفی تفریق شود، $DN(i)'$ متوجه با جایگزینی معادله ۱-۲۰ در معادله ۱-۲۳ بصورت زیر حاصل می شود:

$$DN(i)' = DN(i) - DO(i)$$

$$= q(i)L(i)' = q(i)L(i) - q(i) \left[g(i)f(i)L^2(i)(Path)\Delta\lambda(i) - a(i) \right] \quad \text{رابطه ۳-۷}$$

$$= \frac{q(i)bsg(i)f(i)E(i)\tau(i)\rho(i)\Delta\lambda(i)}{\pi}$$

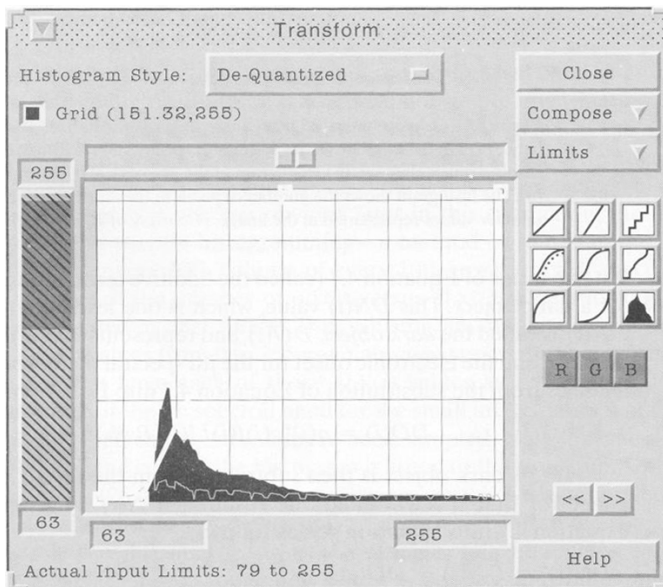
که : $L(i)'$ و $DN(i)'$ به ترتیب تابش طیفی اندازه گیری شده شکل تصحیح شده جسم تیره و عدد رقومی برای i مین باند طیفی در طول موجهای بازتابی کوتاهتر از $4/0$ میکرون است. در مثال شکل ۳-۵، $DO(i) = 21$ ، اگرچه این مجموعه داده آنقدر کوچک است که احتمال زیادی وجود ندارد که یک پیکسل یا در سایه باشد و یا پیکسلی با بازتابندگی صفر در مجموعه داده وجود داشته باشد.

هر باند طیفی شیئی تیره خاص خود را دارد و $DO(i)$ یک باند با باند دیگر متفاوت است. برای باندهای طیفی با طول موجهای کوتاهتر از تقریباً $1/0$ میکرون؛ معمولاً $DO(i)$ غیر صفر است و بواسطه پراکنش جوی با کاهش طول موج افزایش می یابد. تابش مسیر جوی بجز برای نواحی دودگرفته، مه گرفته و شبنمی معمولاً در طول موجهای بلندتر از حدود $1/0$ میکرون قابل تشخیص نیست ولی عبارت جابجایی الکترونیکی غیر از صفر است و از یک باند به باند دیگر متفاوت است. به استثنای مناطقی که فاقد سایه های مشخص یا اشیاء تیره می باشند، معمولاً استفاده از تفریق شیء تیره در تمامی باندهای با طول موج کوتاهتر از $4/0$ میکرون مطمئن است و بدین صورت تمامی عبارات سمت چپ معادله ۵-۲ ضریبی از $\rho(i)$ است که دربرگیرنده تمامی اطلاعات ترکیبی هدف می باشد.

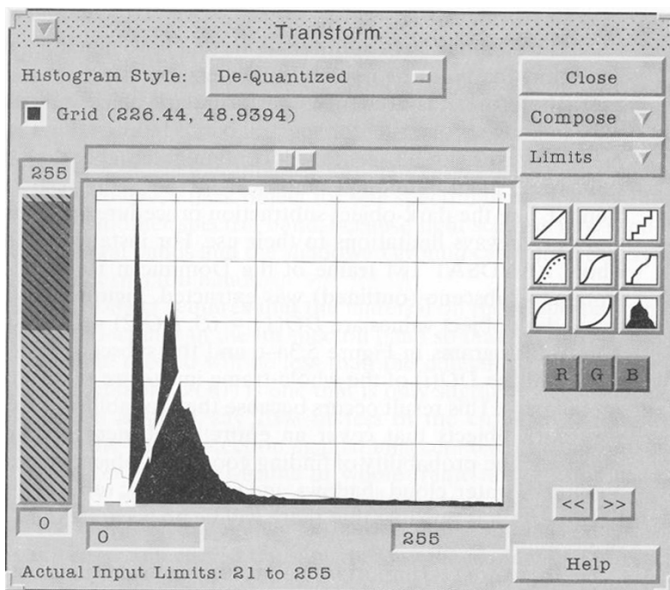
اشکال ۳-۶-الف، ب و ج نمودارهای ستونی تصویر لندست TM (حدود 19×21 کیلومتر) را برای سه باند مرئی TM (باندهای ۱، ۲ و ۳ که بصورت آبی، سبز، قرمز نشان داده شده) بعد از تفریق شیء تیره نشان می دهند. این تصویر از پایین ترین تا بالاترین مقدار $DN(i)$ ثبت شده برای داده های تصویر ورودی جهت تطابق با مقادیر نمایشی خروجی صفر تا ۲۵۵ در

باندهای ۱، ۲ و ۳ TM بصورت خطی کشیده شده است. توجه داشته باشید که $DO(1)=79$ بالاترین مقدار است و به دنبال آن بترتیب نزولی $DO(2)=21$ و $DO(3)=14$ قرار میگیرند که مطابق با پراکنش ذرات و مولکولهای جوی است که این پراکنش تقریباً تابعی از λ^{-2} است. در صورتیکه فقط غبار، ذرات گرد و خاک یا ابر پارساخ^۱ وجود داشته باشند، چنانچه جابجایی الکترونیکی بزرگتر از صفر باشد، باندهای TM (بغیر از باند ۶ فرورسرخ گرمایی) در طول موجهای بلندتر از باند ۳ TM دارای $DO(i)$ صفر می‌باشد.

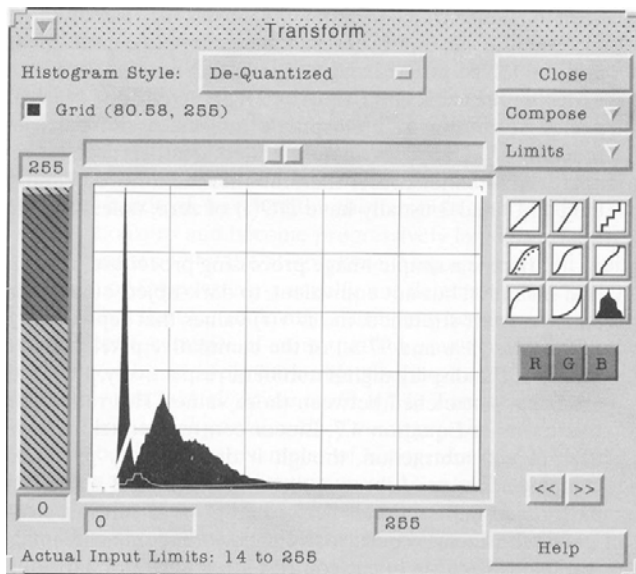
واکشی خطی^۲ یک روش ساده پردازش تصویر است و مشابه (اما نه معادل) با تفریق شیء تیره است. موقعیکه یک تصویر متحمل واکشی خطی شود، مقادیر $DN(i)$ که مشخصاً نشاندهندهٔ سومین و نود و هفتمین درصدهای (۳٪ و ۹۷٪) تجمعی پیکسلهاست، بترتیب در مقادیر صفر و ۲۵۵ اعداد رقومی نمایشی جای میگیرند و تمامی مقادیر $DN(i)$ اصلی بین



شکل ۳-۶) نمودارهای ستونی باندهای TM. الف-۱، ب-۲ و ج-۳



ادامه شکل ۳-۶) ب- باند ۲.



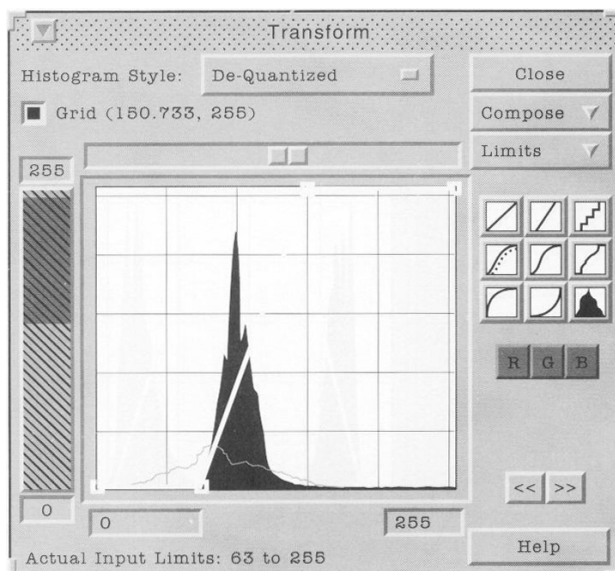
ادامه شکل ۳-۶) ج- باند ۳.

این مقادیر بصورت خطی کشیده می‌شود. این عمل دو عبارت اضافی معادله ۱-۱۴ را حذف می‌کند.

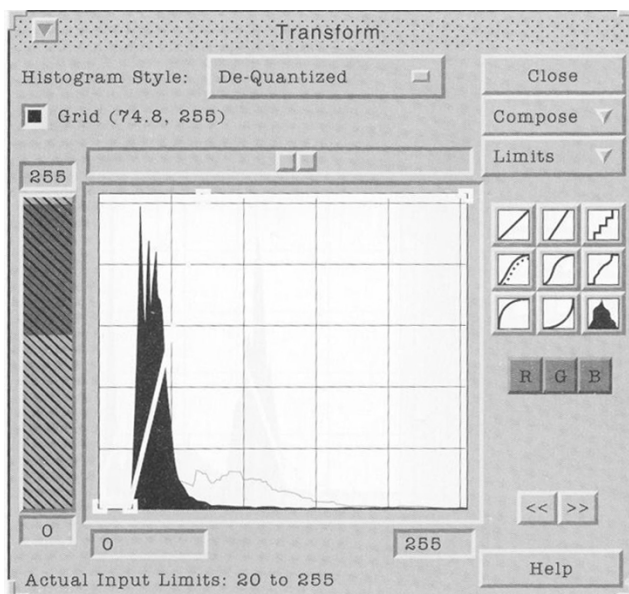
واکشی خطی جایگزین مناسبی برای تفریق شیء تیره نیست با این وجود نسبت به حالتیکه واکشی روی تصویر انجام نشده، تصویر مرکب رنگی با نمایش بهتری از سه باند طیفی تولید می‌کند. اگر تفریق شیء تیره قبل از واکشی انجام شود، واکشی خطی تأثیری بر روی تصویر مرکب رنگی همان سه باند طیفی نخواهد داشت زیرا واکشی خطی و تفریق شیء تیره هر دو مثالهایی از تبدیلات خطی هستند.

حذف عبارات اضافی که فاقد اطلاعاتی در مورد هدف می‌باشند، بویژه برای انواع پردازشهای غیرخطی، که بعضی از آنها بعداً توضیح داده می‌شوند، حائز اهمیت است. بنابراین، تفریق شیء تیره بعنوان اولین گام در پردازش تصاویر برای باندهای طیفی زیر طول موج ۴/۰ میکرون، امری عاقلانه است.

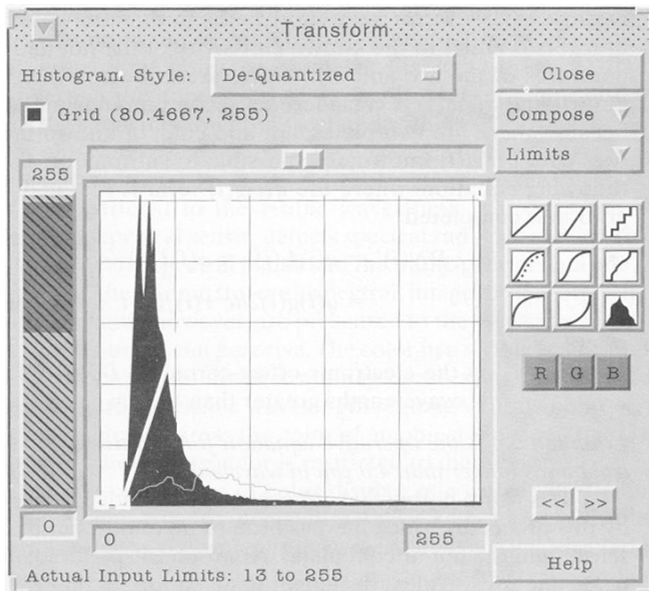
به هر حال، تمامی تصاویر بویژه اگر محدوده تصویر کوچک باشد، بصورت قابل قبولی دارای شیء تیره نیستند. اگرچه روشهای تجربی مانند کاهش شیء تیره که می‌توانند بصورت خودکار انجام شوند، بیشتر مورد توجه کاربرها هستند ولیکن همیشه کاربرد آنها دارای محدودیتهایی است. شکل ۳-۷-الف تا ج نشان می‌دهد که مقادیر شیء تیره چارچوب کل تصویر $DO(1) = ۶۳$ ، $DO(2) = ۲۰$ و $DO(3) = ۱۳$ می‌باشد. مقایسه نمودارهای ستونی شکل ۳-۷-الف تا ج و نمودارهای ستونی بخش کوچکی از آن در شکل ۳-۶-الف تا ج نشان می‌دهد که $DO(i)$ چارچوب کل تصویر کمتر از همان مقدار برای بخش کوچکی از آن می‌باشد. این نتیجه به این دلیل حاصل می‌شود که احتمال نمونه گیری از سایه‌های کامل یا اشیاء خیلی تیره که یک پیکسل را بطور کامل می‌پوشاند، بسته به مقدار فضای جستجو شده افزایش می‌یابد. احتمال پیدایش مقادیر شیء تیره کامل اغلب با مقدار آب، سایه‌های ابر و برجستگیهای توپوگرافی تصویر افزایش می‌یابد. در بیابانهای وسیع با برجستگی توپوگرافی کم، ممکن است هیچ شیء تیره کاملی در کل تصویر یافت نشود.



شکل ۳-۷) نمودارهای ستونی باندهای TM. الف) ۱، ب) ۲ و ج) ۳ کل تصویر (تقریباً ۱۸۵×۱۸۵ کیلومتر).



ادامه شکل ۳-۷) ب- باند ۲.



ادامه شکل (۷-۳) ج- باند ۳.

در این مثال به دو نکته مهم بایستی توجه شود. اول آنکه: برای $DO(i)$ همیشه مقدار بیشتری تخمین زده می‌شود و نه کمتر، چون همانطوری که در بالا توضیح داده شد هیچ چیزی نمی‌تواند تیره‌تر از شیء تیره باشد. به هر حال یک شیء تیره که تنها قسمتی از یک پیکسل را می‌پوشاند، تخمین بیشتری از $DO(i)$ خواهد داشت. دوم اینکه: هرچه تعداد پیکسل‌های موجود در نمودار ستونی بیشتر باشد، تعداد اشیاء تیره قابل قبول بیشتر خواهد بود. البته، یک شیء تیره برای یک باند طیفی ممکن است متفاوت از شیء تیری باند طیفی دیگر باشد زیرا نور در مناطق سایه در باندهای طیفی مرئی پراکنده می‌شود و ناحیه سایه مقادیر متفاوتی از نور را در باندهای طیفی مختلف بازتاب می‌نماید.

در مورد شیء تیره حقیقی می‌بایستی بازتابندگی i مین باند طیفی مواد موجود در منطقه سایه بقدری کم باشد که نور بازتابیده از سطح زمین به سمت حسگر کمتر از حد آشکارسازی حسگر برای آن باند باشد. مقدار $DO(i)$ زمانی قابل قبول است که صرفاً بیش‌انگاری کمی انجام شده باشد بصورتیکه بیش‌انگاری کم و حدود ۱۰ درصد و یا کمتر از مقدار $DO(i)$ اندازه‌گیری شده بطریق تجربی باشد. بنابراین، بهترین راه مقابله با اشیاء تیره برای داده‌های ماهواره‌ای، استفاده از بخشهای کوچک یک چهارم و یا کل چارچوب ناحیه در مرحله تهیه نمودار ستونی

است؛ حتی اگر ناحیه مورد نظر بخش کوچکی از چارچوب کلی باشد. از آنجاییکه $DO(i)$ با ارتفاع خورشید و شرایط جوی تغییر می‌کند، می‌بایستی $DO(i)$ تصویر مربوط به زمان تهیه تصویر از ناحیه مورد نظر باشد.

برای داده‌های هوانوردها، که نواحی کوچکتری از زمین را نسبت به داده‌های ماهواره‌ای پوشش می‌دهند، توجه به این عملکرد بسی دشوارتر است. به هر حال، این نکته باید مورد توجه قرار گیرد که عبارات اضافی دربرگیرنده اثرات تغییرات در تابش مسیر جوی و جابجایی الکترونیکی از یک تصویر به تصویر دیگر است. از آنجاییکه پرواز هوانورد نسبت به ماهواره به زمین نزدیکتر است، جابجایی الکترونیکی بر تابش مسیر جوی غلبه دارد. بعلاوه، جابجایی الکترونیکی داده‌های هوانورد متغیرتر از داده‌های ماهواره است، از این رو تعدیل دریافت و جابجایی الکترونیکی داده‌های پوششگر چندطیفی هوانورد از یک پرواز به پرواز دیگر تمرین موثری است. دریافت‌ها و جابجایی‌های الکترونیکی پوششگر چندطیفی ماهواره کمتر تعدیل می‌شوند. بنابراین، کوشش برای حذف عبارات اضافی داده‌های چندطیفی هوانورد بر مبنای مسیرهای جوی نسبتاً کوتاه الزامی نیست زیرا تصحیح جابجایی الکترونیکی اضافی برای داده‌های هوانورد مهمتر از داده‌های ماهواره است.

بعید است که یک چارچوب کامل تصویر لندست با پوشش ۳۴۰۰۰ کیلومتر مربع فاقد یک شیء تیره باشد. در مواردیکه امکان یافتن شیء تیره وجود ندارد، روشهای دیگری برای تخمین عبارات اضافی (کریپن،^۱ ۱۹۸۶) معادلات ۱-۱۴ و ۳-۷ وجود دارد ولی محاسبه آن بسیار پیچیده‌تر و گاهی مستلزم اطلاعات بیشتری نسبت به روش کاهش شیء تیره می‌باشد.

ب- کالیبراسیون باندهای طیفی فرورسرخ گرمایی

ناحیه طول موج گرمایی از دو جنبه مهم برحسب حذف عبارات اضافی متفاوت از ناحیه طول موج بازتابی است. اول اینکه: هیچ شیء تاریک حقیقی وجود ندارد زیرا هیچ چیزی در چارچوب تصویر در دمای صفر کلونین یا حتی نزدیک آن قرار ندارد. دوم آنکه: چون تابش مسیر جوی در پنجره‌های جوی نادیده گرفته می‌شود، تنها عبارت اضافی در معادله ۱-۲۲ جابجایی الکترونیکی است. با جایگزینی معادله ۱-۲۲ در معادله ۱-۲۳ و منظم کردن آن، معادله زیر حاصل می‌شود:

$$DN(i) = q(i)L(i) = q(i)g(i)2hc^2 \tau(i)f(i) \left[1 - b' \rho^c(i) \right] L_{bb}(iT) + q(i)a(i) \quad \text{رابطه ۳-۸}$$

که:

$g(i)$ دریافت الکترونیکی برای i مین باند.

$a(i)$ جابجایی الکترونیکی برای i مین باند.

$f(i)$ تابع صافی برای i مین باند (صافی تراگیسلندگی).

$\tau(i)$ تراگیسلندگی جوی میانگین در i مین باند.

$\rho(i)$ بازتابندگی نیمکره‌ای میانگین هدف در i مین باند.

$\rho^c(i)$ بازتابندگی مخروط‌الطرفین میانگین هدف در i مین باند.

$L_{bb}(i,T)$ تابش کامل در i مین باند برای یک جسم سیاه در دمای $T(k)$.

حذف عبارت اضافی با استفاده از یک حسگر فروسرخ گرمایی کالیبره شده که دارای یک صفحه داغ^۱ و یک صفحه سرد^۲ در لبه‌های هر خط داده است و معمولاً در دماهای نزدیک پایین‌ترین و بالاترین دمای پذیرفته شده برای زمین باقی می‌ماند، بسادگی انجام می‌شود. با نگاهی به صفحه داغ یا صفحه سرد، هر چیزی در معادله ۳-۸ بین $g(i)$ و $q(i)$ $L_{bb}(i,T)$ شناخته می‌شود زیرا $\tau(i)=1$ (برای هر مسیر کوتاهی در پنجره‌های جوی)، عبارت درون پرانتز برابر با گسیلندگی صفحات داغ و سرد می‌باشد و دماهای صفحات داغ و سرد مشخص است. اگر $q(i)$ $g(i)$ بعنوان اولین مجهول و $a(i)$ $q(i)$ بعنوان دومین مجهول در نظر گرفته شود، هر دو می‌توانند در دماها و گسیلندگی‌های مشخص حل شوند زیرا دو صفحه داغ و سرد وجود دارد. همانطوریکه در معادله زیر نشان داده شده، با $a(i)$ $q(i)$ معلوم و ثابت گرفتن عبارت $g(i)$ $q(i)$ حتی اگر معلوم باشد و پس از انتگرالگیری، می‌توان عبارت اضافی را حذف کرد:

$$\begin{aligned} DN(i)' &= q(i)L(i)' = q(i)L(i) - q(i)a(i) \\ &= q(i)g(i)2hc^2 \tau(i)f(i) \left[1 - b' \rho^c(i) \right] L_{bb}(i,T) \end{aligned} \quad \text{رابطه ۳-۹}$$

که:

$DN(i)'$ جابجایی الکترونیکی تصحیح شده $DN(i)$ ، i مین باند طیفی برای طول موجهای بلندتر از $4/0$ میکرون.

معادله ۳-۹ یک معادله عملی برای جابجایی اضافی تصحیح شده $DN(i)'$ برای باندهای طیفی با طول موج بلندتر از $4/0$ میکرون است.

اهمیتی ندارد که تابش مسیر جوی با این روش حذف نشود زیرا تابش مسیر جوی بین حسگر و صفحات داغ و سرد بسیار کم است و یا وجود ندارد. تابش مسیر جوی برای طول موجهای بلندتر از $4/0$ میکرون قبلاً بعنوان موارد قابل چشم پوشی، نادیده گرفته شدند. اگر کاربری مایل باشد تابش و گسیل جوی بازتابیده از سطح زمین را با مدل‌های جوی تخمین بزند، این عبارات بایستی به سبک پیچیده‌ای در معادله ۱-۱۰ جای داده شوند. علاوه بر عبارت اضافی که توسط تابش مسیر جوی ایجاد می‌شود، گسیل جوی بازتابیده از سطح زمین باندهای پرتو باقیمانده در تابش فرورسرخ گسیل شده توسط زمین را حذف خواهد کرد. به هر حال، درون پنجره‌های جوی در آب و هوای تمیز، و زمین با دمای نزدیک 300 کلوین، می‌توانیم گسیلندگی جوی و تابش مسیر جوی را نادیده بگیریم.

نمایش رقومی رنگ

پردازش تصاویر چندطیفی ماحصل یک مجموعه داده n بعدی (n تعداد باندهای طیفی است) است که می‌تواند در سه بعد (رنگی کامل) یا یک بعد (سیاه و سفید) بصورت یک تصویر نمایش داده شود و توسط سیستم چشم- مغز انسان قابل درک است. اضافه کردن اطلاعات فضایی حتی به عناصر اصلی روشهای تشخیصی و انتقال حداکثر اطلاعات در حداقل زمان به انسان، دو تا از مهمترین خصوصیات پردازش تصویر است.

پردازش تصویر داده‌های سنجش از دور چندطیفی یک فن‌آوری مهم بویژه برای زمین‌شناسان است. گاهی شکل هندسی وقوع یک کانی همراه^۱ تنها جنبه‌ای است که یک کشف اقتصادی را از یک پیدایش همان کانی و فاقدکانه متمایز می‌کند.

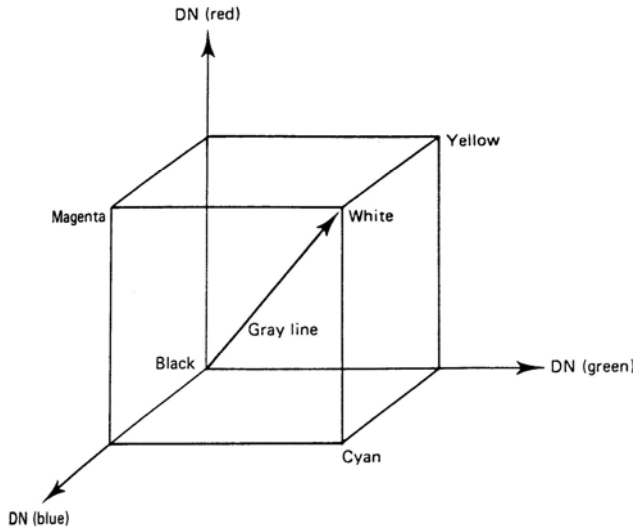
تا اینجا کلمه "رنگ" برای تغییر در تابندگی طیفی صادره از هدف بعنوان تابعی از طول موج استفاده شده است. همانطور که قبلاً توضیح داده شد، رنگ جسم به ناحیه طول موج مرئی محدود نمی‌شود. حسگر چندطیفی تابندگی طیفی صادره از جسم را دریافت کرده و بصورت

داده‌های چندطیفی ضبط می‌کنند. سپس این داده‌های ثبت شده به الگوریتم‌های پردازش تصویر چندطیفی وارد می‌شوند. به هر حال، نتایج پردازش تصویر بعنوان یک تصویر مرئی به بیننده ارائه می‌شود زیرا این تصویر همان چیزی است که انسان می‌تواند آنرا درک کند. رنگ یک تصویر مرئی که بعنوان ماحصل یک سیستم پردازش تصویر چندطیفی نمایش داده می‌شود، نمود رنگ^۱ نامیده می‌شود و به ناحیه طول موج مرئی محدود می‌شود. در پردازش تصویر چندطیفی اگرچه رنگ یک شیء به ناحیه طول موج محدود نمی‌شود، نمود رنگ آن به ناحیه طول موج مرئی محدود می‌گردد.

دو نوع اصلی نمود رنگ وجود دارد که یکی رنگ افزایشی و دیگری که مکمل آنست رنگ تفریقی نامیده می‌شود. نمودهای رنگ افزایشی رایجتر هستند زیرا چشمان ما از این طریق رنگهای مرئی بازتابیده از اشیاء را می‌بیند. در نمودهای رنگ افزایشی؛ نور سفید از ترکیب سه رنگ اولیه افزایشی قرمز (۰/۶-۰/۷ میکرون)، سبز (۰/۵-۰/۶ میکرون) و آبی (۰/۴-۰/۵ میکرون) تولید می‌شود. نمودهای رنگ تفریقی در طبیعت تراگسیلنده^۲ هستند و می‌توانند تمام رنگها را از تفریق رنگهای اولیه زرد^۳، عنابی^۴ و فیروزه‌ای تولید کند. بعنوان مثال، یک فیلتر عبوری زرد، رنگهای سبز و قرمز را عبور داده و رنگ مکمل خودش، آبی، را جذب می‌کند. رنگ عنابی، آبی و قرمز را عبور داده و رنگ مکمل خودش، سبز، را جذب می‌کند. رنگ فیروزه‌ای، سبز و قرمز را عبور داده و رنگ مکمل خودش، قرمز، را جذب می‌کند. در ادامه این کتاب، نمودهای رنگی افزایشی با رنگهای آبی، سبز و قرمز بعنوان سه رنگ اولیه فرض خواهند شد که تمامی رنگهای مرئی از آنها تولید می‌شوند.

در شکل ۳-۸ روابط بین مؤلفه های رنگهای سبز، قرمز و آبی نشان داده شده است. مقادیر هر یک از اضلاع مکعب RGB از صفر تا حداکثر سطوح روشنایی هر رنگ متغیر است. سطوح روشنایی برای پیکسلهای ۸ بیتی از صفر تا ۲۵۵ متغیر است. از اینرو نمود رنگ یک تصویر ۸ بیتی ۲۵۶^۳ رنگ یا (۱۶.۷۷۷.۲۱۶) از ترکیبهای احتمالی مؤلفه های سبز، قرمز و آبی خواهد داشت. در مکعب RGB خطی که مرکز را به ضلع مقابل وصل می کند تحت عنوان خط خاکستری خوانده می شود و هر ترکیب رنگی که بر روی این خط قرار گیرد، دارای مقادیر مساوی از سه مؤلفه سبز، قرمز و آبی می باشد.

-
- 1 - Display Color
 - 2 - Transmissive
 - 3 - Yellow
 - 4 - Magenta



شکل ۳-۸) مکعب رنگی RGB و ترکیبهای رنگی احتمالی آن (شونگرت^۱، ۱۹۸۳).

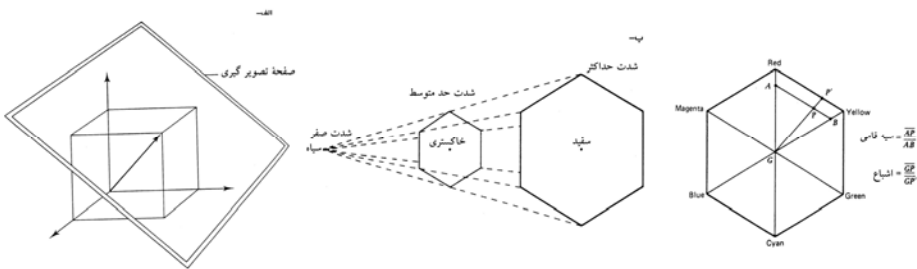
اکثر حسگرهای چندطیفی، از جمله لندست TM، بیش از سه باند طیفی دارند، با این حال تنها سه رنگ اولیه وجود دارد که می‌تواند در ادراک انسان نمود کند. خوشبختانه چندین راه‌حل برای این معما وجود دارد. یک راه‌حل انتخاب سه باند طیفی مناسب برای دورسنجی، افزایش تباین هر کدام از آنها و نمایش هر کدام از آنها در یک رنگ اولیه متفاوت می‌باشد. یک تصویر رنگی طبیعی فقط در مواردی حاصل می‌شود که سه باند ورودی قسمتهای آبی، سبز و قرمز ناحیه طول موج مرئی را پوشش می‌دهد (مثل باندهای ۱، ۲ و ۳ لندست TM) و این سه باند به ترتیب بصورت آبی، سبز و قرمز نمود می‌کنند. برای تمامی دیگر ترکیبات باندهای ورودی و نمود رنگها، رنگهای تصویر آنگونه که انسان در روی زمین مشاهده می‌کند، نخواهد بود؛ یعنی رنگهای تصویر کاذب می‌باشند. شناخته‌شده‌ترین تصویر رنگی کاذب، ترکیب باندهای طیفی سبز مرئی، قرمز مرئی و فرورسرخ بازتابی (نظیر باندهای ۴، ۵ و ۷ لندست MSS به ترتیب از نواحی طول موج ۰/۵-۰/۶ میکرون، ۰/۶-۰/۷ میکرون و ۰/۸-۱/۱ میکرون) در رنگهای اولیه آبی، سبز و قرمز نشان داده می‌شود. در چنین تصویری با رنگ کاذب، پوشش گیاهی سبز، بصورت قرمز نمود پیدا می‌کند که در ناحیه طول موج فرورسرخ بازتابی نسبت به هر طول موج مرئی، بازتابندگی زیادی دارد.

دیگر روش فائق آمدن بر مشکل زیادی تعداد باندها در مقابل تعداد رنگهای اولیه؛ ترکیب چندین باند طیفی در سه پارامتر طیفی مقداردار پیوسته (۲۵۶ سطح روشنایی برای داده‌های ۸ بیتی) است که می‌تواند بعداً بصورت ترکیبات آبی، سبز و قرمز نمایش داده شود. این روش می‌تواند عموماً بعنوان کاهش دهنده ابعادی داده‌ها توصیف شود. تصویرسازی نسبت طیفی^۱ و مولفه‌های اصلی^۲، که در ادامه همین فصل توضیح داده می‌شوند، دو روش از چنین عملکردی هستند و با این فرض که هر پارامتر طیفی از داده‌های ۸ بیتی تشکیل می‌شود حاصل آنها با این فرض که هر پارامتر طیفی از داده‌های ۸ بیتی تشکیل می‌شود. تصاویر با تن پیوسته دارای $16.777.216 = (2^8)^3$ رنگ ممکن (ترکیب آبی، سبز و قرمز) است.

دیگر روش آشکارسازی^۳ تصویر که بویژه برای ترکیب داده‌های چندطیفی با داده‌های رستر غیر چندطیفی حائز اهمیت است، نمایش سه فایل رستر در یک فضای رنگی آشکارسازی شده است که فضای شدت^۴ - کدری^۵ - اشباع^۶ (IHS) نامیده می‌شود. شدت مطابق با روشنایی کلی یک نمود رنگ، کدری مطابق با طول موج میانگین نمود رنگ و اشباع مطابق با شدت (مخالف کمرنگی) نمود رنگ نسبت به خاکستری است. بعنوان مثال، قرمز اشباع بالا و صورتی اشباع کمی دارد. در یک تصویر IHS، شدت، کدری و اشباع می‌تواند بصورت مجزا کنترل شود. سه فایل ورودی رستر می‌تواند باندهای طیفی از یک پوششگر چندطیفی باشد، و داده‌های ارتفاعی رقومی یا داده‌های نقشه‌ای رقومی شده به موازات داده‌های فایل‌های ورودی با هم ثبت شده یا روی یکدیگر منطبق می‌شوند. این عمل یک تصویر IHS را برای ترکیب تصاویر چندطیفی با قدرت تفکیک فضایی متفاوت، ترکیب نقشه‌های رقومی شده با تصاویر چندطیفی، یا تصویرگیری داده‌های ژئوفیزیکی کاملاً مناسب می‌سازد. لیلساند^۷ و کیفر^۸ (۱۹۹۴) بهترین توصیف را برای تبدیل IHS ارائه داده‌اند. تبدیل مؤلفه‌های RGB به HIS قبل از پردازش تصویر، کنترل بیشتری را بر روی رنگهای آشکارسازی شده ایجاد می‌کند.

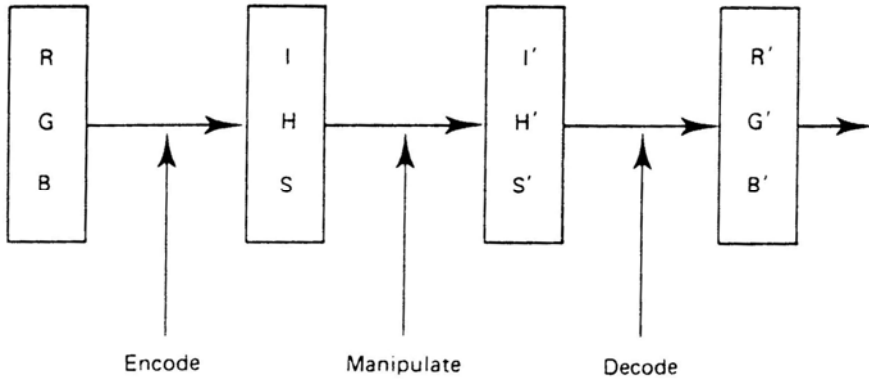
-
- 1 - Spectral Ratio
 - 2 - Principal Component
 - 3 - Enhancement
 - 4 - Intensity
 - 5 - Hue
 - 6 - Saturatin
 - 7 - Lillesand
 - 8 - Kiefer

شکل ۳-۹ یکی از چندین روش تبدیل مولفه های RGB را به HIS نشان می دهد. این مدل هگزگون^۱ نامیده می شود و عبارت است از تصویر کردن مکعب RGB بر روی سطحی عمود بر خط خاکستری و مماس بر مکعب RGB. تصویر نهایی به شکل یک شش ضلعی می باشد. اگر صفحه تصویرگیری از سفید تا سیاه در طول خط خاکستری حرکت داده شود، شش ضلعیهای کوچکتری حاصل می شود که هر چه به رنگ سیاه نزدیکتر شویم اندازه آن کوچکتر می شود. در مدل هگزگون شدت عبارت است از فاصله مرکز تا فاصله شش ضلعی که تصویرگیری در روی آن انجام شده است (شکل ۳-۹ الف). کداری و اشباع در روی یک سطح تصویرگیری و یا در یک شدت خاص تعریف می شوند. کداری عبارت است از زاویه نقطه معرف رنگ پیکسل در اطراف شش ضلعی و اشباع فاصله آن از مرکز شش ضلعی می باشد. (شکل ۳-۹ ج).



شکل ۳-۹ الف) مدل رنگی هگزگون و روش تولید آن از تصویرگیری مکعب RGB. ب- اگر صفحه تصویرگیری از سفید تا سیاه در طول خط خاکستری حرکت داده شود، شش ضلعیهای کوچکتری حاصل می شود که هر چه به رنگ سیاه نزدیکتر شویم، اندازه آن کوچکتر می شود. مقدار شدت برابر با فاصله تصویرگیری از مرکز می باشد. ج- روابط کداری و شدت در روی صفحه تصویرگیری شش ضلعی (شونگرت، ۱۹۸۳).

تبدیل فضای رنگی RGB به IHS یکی از روشهای آشکارسازی بسیار با ارزش در پردازش رقومی تصویر است. روش این تبدیل در شکل ۳-۱۰ نشان داده شده است. در این شکل ابتدا مؤلفه های RGB به مؤلفه های HIS متناظر خود تبدیل می شوند. سپس مؤلفه های اصلی برای آشکارسازی خصوصیات مورد نظر بکار گرفته می شوند. در نهایت، مؤلفه های HIS تغییر یافته به سیستم RGB مجدداً تبدیل شده و نمایش داده می شوند.



شکل ۳-۱۰) روش تبدیل فضای رنگی RGB به IHS، آشکارسازی در فضای IHS و سپس نمایش تصویر در سیستم رنگی RGB.

یکی از مزایای آشکارسازی در فضای رنگی IHS، توانایی تغییر تک تک مؤلفه ها بدون تأثیر بردیگر مؤلفه هاست. برای مثال، افزایش مقدار شدت باعث افزایش تباین در پدیده های روی تصویر می شود، بدون اینکه مقادیر کدری و شدت دچار تغییر شوند. با استفاده از فضای رنگی RGB می توان تصاویر با قدرت تفکیک فضای متفاوت را با یکدیگر نمایش داد. برای مثال، تصویر یک حسگر با قدرت تفکیک بالا می تواند بصورت شدت و تصاویر حسگرهای با قدرت تفکیک پائین تر بصورت کدری و اشباع نشان داده شوند. نتیجه آن تولید تصویری با قدرت تفکیک مکانی بالا و قدرت تفکیک رادیومتری حسگر دوم می باشد. این روش برای ترکیب داده های اسپات با قدرت تفکیک ۱۰ متر و لندست با قدرت تفکیک طیفی مناسب در زمین شناسی کاربردهای زیادی دارد.

نسبت طیفی و زمانی

نسبت طیفی یک روش پردازش تصویر چندطیفی است که شامل تقسیم یک باند طیفی به دیگری است که معمولاً برای اصلاح اولیه تابش مسیر جوی و یا جابجایی اضافی مشخص شده توسط حسگر چندطیفی انجام می شود. باندهای طیفی مورد استفاده برای یک تصویر نسبی طیفی معمولاً بصورتی انتخاب می شوند که یک باند طیفی در داخل و دیگری در خارج یک ناحیه طول موج حداقل و حداکثر بازتابندگی طیفی یک هدف مشخص قرار داشته باشد. نسبتهای

طیفی اطلاعات ترکیبی هدف را افزایش می دهند و دیگر اطلاعات سطح زمین مثل شیب زمین و تفاوت‌های اندازه دانه را کاهش می دهند.

نسبت زمانی یک راه مقایسه تغییرات یک ناحیه مشخص است که برای یک پارامتر طیفی مورد نظر بین دو زمان متفاوت جمع آوری داده رخ می دهد. داده‌های دو زمان متفاوت با هم ثبت می شوند و داده‌های زمان اول، پیکسل به پیکسل به داده‌های زمان دیگری برای یک پارامتر طیفی انتخاب شده، تقسیم می شود. در این بخش، نسبت‌های زمانی نسبت‌های طیفی برای اثبات تجربی قدرت یا درجه بالای تغییرات ثابت در روشنایی خورشیدی و شرایط جوی نسبت‌های طیفی اصلاح شده مورد استفاده قرار خواهند گرفت.

همانطور که در معادلات پیشین این فصل نشان داده شد؛ اصلاح نسبت‌های طیفی در ناحیه طول موج بازتابی زیر $4/0$ میکرون و ناحیه طول موج فروسرخ گرمایی بالای $4/0$ میکرون متفاوت است. به همین دلیل هر یک از این نواحی طول موج بطور مجزا مورد بحث قرار خواهند گرفت. سه بخش بعدی به ترتیب به نسبت طیفی در ناحیه طول موج بازتابی، نسبت زمانی و شاخصهای پوشش گیاهی در همین ناحیه طول موج و نسبت طیفی در ناحیه طول موج فروسرخ گرمایی می پردازد.

الف- نسبت طیفی در ناحیه طول موج بازتابی

بررسی معادله $3-7$ برای ناحیه طول موج بازتابی زیر $4/0$ میکرون این حقیقت مهم را آشکار می کند که: تمامی عبارات سمت راست این معادله به استثنای S (عامل شیب سایه که مقدار سایه درون هر پیکسل را حساب می کند)، b (ضریب ثابتی که بازتابندگی نیمکره‌ای جهت دار طیف آزمایشگاهی یک هدف را با بازتابندگی نیمکره‌ای جهت دار هدف در میدان مرتبط می سازد) و $\rho(i)$ ، بازتابندگی نیمکره‌ای جهت دار هدف در i مین باند طیفی، تقریباً در طول صحنه‌ای که تصویربرداری می شود، برابر هستند. از آنجاییکه $\rho(i)$ عبارتی است که در بردارنده تمامی اطلاعات ترکیبی در مورد هدف است، مقدار آن از یک پیکسل به پیکسل در طول تصویر همانطور که ترکیب سطح زمین از مکانی به مکان دیگر تغییر می کند، متغیر است. همچنین عامل شیب سایه، S ، از یک پیکسل به پیکسل دیگر بسته به درصد سایه هر پیکسل تغییر می کند. سطحی از شیب توپوگرافی که به سمت خورشید قرار دارد، روشتر از سطح مقابل آنست. این اختلاف روشنایی که مستقل از طول موج است، همانطور که سطح زمین از مکانی به مکان دیگر برجسته و فرورفته می شود، از یک پیکسل به پیکسل دیگر تغییر می کند.

ثابت دو جهتی، b ، برای بخشهایی از سطح زمین که غیرلامبرتی است با تغییر زاویه دید (از پیکسلی به پیکسل دیگر) تغییر می‌کند، ولیکن با یک تقریب اولیه، مستقل از طول موج است. اگر راهی برای حذف عوامل S و b وجود داشت، تمامی عوامل معادله ۳-۷ همراه $\rho(i)$ به یک عامل ضرب منفرد تبدیل می‌شدند که تقریباً برای کل تصویر ثابت است. این کاهش، در طول مدت صدور تصویر از حسگرهای ماهواره باقی می‌ماند، که صحنه تصویر برداری شده را در یک محدوده باریک زاویه دید بازمی‌نگرد. چنین روشی وجود دارد و نسبتی کردن طیفی نامیده می‌شود و اولین بار در سال ۱۹۷۰ (وینسنت^۱ و تامسون^۲، ۱۹۷۱) بکار گرفته شد و در سال ۱۹۷۷ (وینسنت، ۱۹۷۷) با توضیحات جامع‌تر ارائه گردید. نسبت طیفی برای یک پیکسل منفرد، نسبت تابندگی طیفی اندازه‌گیری شده در یک باند طیفی به تابندگی طیفی اندازه‌گیری شده در دیگر باند طیفی پس از تفریق جسم تیره در هر دو باند طیفی است. نسبت طیفی i مین باند و j مین باند با کمک معادله ۳-۷ برای باندهای طیفی با طول موج زیر $4/0$ میکرون می‌تواند بصورت زیر نشان داده شود:

$$R(i, j) = \frac{DN(i)}{DN(j)} = \frac{q(i)g(i)f(i)E(i)\tau(i)\rho(i)\Delta\lambda(i)}{q(j)g(j)f(j)E(j)\tau(j)\rho(j)\Delta\lambda(j)} \frac{\rho(i)}{\rho(j)} \quad \text{رابطه ۳-۱۰}$$

$$= C(i, j) \frac{\rho(i)}{\rho(j)}$$

که:

$R(i, j)$ نسبت طیفی i مین و j مین باندهای طیفی بعد از تصحیح جسم تیره. از آنجاییکه b و s مستقل از طول موج هستند، با یک تقریب اولیه حذف می‌شوند که در نتیجه آن عبارات $C(i, j)$ معادله ۳-۱۰ به یک ضریب ثابت برای کل تصویر تبدیل می‌شود. ساده‌سازی بزرگی است زیرا $C(i, j)$ از یک پیکسل به پیکسل دیگر تغییر نمی‌کند. تنها نسبت بازتابندگیهای طیفی در i مین و j مین باند طیفی که در بردارنده کلیه اطلاعات ترکیبی در مورد سطح زمین است، از یک پیکسل به پیکسل دیگر در میان تصویر تغییر می‌کند. با حذف b و s از معادله ۳-۱۰، اطلاعات روشنایی هر پیکسل بصورت انتخابی کم می‌شود و این مطلب سازگار با رنگ یا سیه‌فامی^۳ هر پیکسل است که با نسبت بازتابندگیهای طیفی دو باند نشان داده می‌شود. اغلب عبارات رنگ و سیه‌فامی برای رنگهای غیرمرئی و سیه‌فامی برای نواحی طول موج ماوراء

1 - Vincent
2 - Tomson
3 - Hue

ناحیه مرئی بکار می‌رود. موقعیکه $R(i,j)$ محاسبه و به مقادیر رقمی ۰-۲۵۵ کمی گردید، معادله زیر صحیح می‌شود:

$$DN(i, j) = q(i, j)R(i, j) = q(i, j)C(i, j) \frac{\rho(i)}{\rho(j)} \quad \text{رابطه ۳-۱۱}$$

که:

$R(i,j)$ عدد رقمی برای نسبت طیفی $R(i,j)$.

اگر تصویری تولید شود که در آن روشنایی تصویر متناسب با $DN(i,j)$ باشد، نتیجه یک تصویر نسبت طیفی^۱ نامیده می‌شود. یک تصویر نسبت طیفی برای پیکسلهایی که دارای $\rho(i)$ و $\rho(j)$ باشند، روشن و برای پیکسلهایی که دارای $\rho(i)$ و $\rho(j)$ پایین هستند، تیره می‌باشد.

چندین مشخصه مطلوب نسبتهای طیفی، بصورتی که در معادله ۳-۱۰ برای نواحی طول موج کمتر از ۴/۰ میکرون نشان داده شده، در مورد تصاویر نسبت طیفی وجود دارد. اول اینکه: نسبتهای طیفی اندازه گیری شده از داده‌های تصویری سنجش از دور چندطیفی به سادگی با بازتابندگی طیفی صور زمینی، همانطور که توسط طیف‌سنجهای آزمایشگاهی و میدانی اندازه گیری شده، مرتبط می‌شوند. تنها تفاوت بین $\rho(i)$ و $\rho(j)$ ، بعنوان عبارتی که می‌تواند از داده‌های طیف‌سنج آزمایشگاهی یا میدانی محاسبه شود؛ و $R(i,j)$ ، بعنوان عبارتی که می‌تواند از $DN(i)$ و $DN(j)$ اندازه گیری شده i مین و زمین کانالهای یک حسگر تصویرگیر چندطیفی (بعد از تفریق شیء تیره) محاسبه شود؛ ضریب $C(i,j)$ است که در صورت وجود حداقل یک پیکسل بر روی هدفی که دانشمند سنجش از دور داده‌های بازتابندگی طیفی آن را جمع‌آوری کرده باشد، می‌تواند تعیین شود. در شرایط آب و هوایی تمیز، اگر ضریب $c(i,j)$ در یک ناحیه تصویر شناسایی شود، برای دیگر نقاط تصویر نیز قابل شناسایی است.

از نقطه نظر زمین‌شناسی، این حقیقت گواه بر این امر است که تصاویر نسبت طیفی می‌تواند به نسبتهای بازتابندگی‌های آزمایشگاهی یا میدانی سنگها و خاکها درجه‌بندی شود. ناهمگنی یک پیکسل منفرد این درجه‌بندی را نسبت به تقریبهایی که در تکمیل معادلات فوق بکار رفته، بیشتر محدود می‌کند.

به هر حال، برای یک سنگ مشخص، رابطه واضحتری بین $R(i,j)$ که توسط یک حسگر سنجش از دور اندازه گیری شده؛ و $\rho(i)$ و $\rho(j)$ ، که توسط یک طیف‌سنج آزمایشگاهی یا میدانی

اندازه گیری شده؛ نسبت به رابطه بین $L(i)'$ اندازه گیری شده توسط یک حسگر سنجش از دور و $\rho(i)$ اندازه گیری شده با یک طیف سنج آزمایشگاهی یا میدانی وجود دارد زیرا عبارات s و b حاضر در معادله $3-7$ که $L(i)'$ و $\rho(i)$ را مرتبط می سازند، از معادله $3-10$ حذف شده اند. بنابراین، پیشگویی یک نسبت طیفی آسانتر از پیشگویی تابندگی یک باند منفرد^۱ از بازتابندگی طیفی آزمایشگاهی یا میدانی است. از این رو تفسیر تصاویر نسبت طیفی برای حصول اطلاعات ترکیبی از مواد سطح زمین، ساده تر از تصاویر یک باند منفرد است. اغلب نسبت گیری طیفی کاربری بازتابندگی طیفی آزمایشگاهی یا میدانی سنگها و خاکها را بعنوان مجموعه های آموزشی^۲ برای طبقه بندی راهنمایی شده^۳ داده های سنجش از دور چندطیفی ممکن می سازد. این موضوع در بخش بعدی این فصل بحث خواهد شد.

در پیوست ج لیستی از کدهای روشنایی و کدهای نسبت بازتابندگی طیفی آزمایشگاهی کانپها برای حسگرهای لندست MSS و TM آورده شده است. کدهای روشنایی (برای بازتابندگی باند منفرد) و کدهای نسبت (برای نسبتهای طیفی)، که اطلاعات طیفی را در هر باند منفرد یا نسبت طیفی متراکم می کند، در تفسیر تصاویر مرکب رنگی باندهای منفرد یا تصاویر نسبی رنگی کمک شایانی می کنند. همچنین این کدها می توانند برای انتخاب موثرترین تصاویر مرکب رنگی باند منفرد یا تصاویر نسبی رنگی برای آشکارسازی یک کانی ویژه با یکی از بسته های سه حسگر بررسی شده در بالا، مورد استفاده قرار گیرند. به هر حال، به دلایلی که در دو پاراگراف قبلی ذکر شد، ارتباط مستقیم کدهای نسبت با تصاویر نسبت طیفی بسیار بیشتر از ارتباط کدهای روشنایی با ترکیبات رنگی باندهای منفرد است.

دومین مشخصه مطلوب نسبت های طیفی موثرتر بودن آنها نسبت به تابندگیهای کانالهای منفرد می باشد زیرا تمامی اثرات روشنایی، جوی و دریافت الکترونیکی برای تمامی تصویر در یک پارامتر، $C(i,j)$ ، با هم جمع می شوند. در یک تصویر نسبت طیفی، یک سنگ یا خاک مشخص در سمت رو به خورشید یک تپه و سمت مقابل آن با وجودیکه تفاوت های روشنایی دو سمت تپه بصورت قابل توجهی متفاوت هستند، با هم یکسان می باشند. این مشخصه باعث می شود که نسبت سازی طیفی بعنوان یک مرحله پیش پردازش^۴ مقدم بر طبقه بندی چندطیفی

-
- 1 - Single Band
 - 2 - Training Sites
 - 3 - Supervised
 - 4 - Preprocessing

(راهنمایی شده یا راهنمایی نشده) ^۱ بمنظور کسب اطلاعات ترکیبی بصورت یک هدف اولیه در نظر گرفته شود. به دلیل اینکه نسبتهای طیفی اثرات روشنایی را کاهش می دهند، تنها یک محدوده آموزشی برای هر گروه از هدفها برای کل تصویر لازم است؛ در صورتیکه طبقه بندی چندطیفی با استفاده از تابندگیهای باندهای منفرد مستلزم بکاربردن مجموعه های آموزشی در هر دو سمت رو به خورشید و سمت مقابل آن در روی شیب های توپوگرافی برای هر گروه از اهداف می باشد.

به هر حال، عناصر زمینی که روشنایی کاملاً متفاوتی از دیگر اجزاء دارند، بکاربردن نسبت طیفی در برنامه های طبقه بندی چندطیفی تأثیر کمتری در طبقه بندی نسبت به تابندگی باندهای منفرد دارد. آب یک مثال نمونه است. تغییر گونه های گیاهی مثال دیگری است که تفاوت های روشنایی در آنها حائز اهمیت است. کاربرد برای به نقشه در آوردن تفاوت های رنگی بواسطه تفاوت های روشنایی قوی، مثل تشخیص صحیح رنگ یک سنگ قرمز در نور خورشید یا در زیر سایه درخت، مجبور به استفاده از نسبت های طیفی است.

سومین مشخصه مطلوب نسبت های طیفی بویژه برای دورسنجی در زمین شناسی، جداسازی اثرات اندازه دانه و ترکیب شیمیایی سنگها، خاکها و کانیها با کاهش تفاوت های روشنایی می باشد. نسبت های طیفی بیشتر با آشکارسازی باندهای جذبی تطابق دارند زیرا به مقایسه بازتابندگی در یک ناحیه طول موج با بازتابندگی طول موج دیگری می پردازند. در حقیقت، بیشترین کاربرد تصاویر نسبت طیفی در مورد نقشه برداری یک هدف مشخص از طریق انتخاب نسبت های طیفی باندهای طیفی است که در درون و خارج یک یا چند باند جذبی مواد هدف قرار دارند. این انتخاب اثر ترکیب شیمیایی را بر روی تصویر نسبت طیفی نهایی افزایش می دهد در صورتیکه اثرات اندازه دانه، شیب توپوگرافی، موقعیت خورشید و حالت جوی را کاهش می دهد.

همانطور که در فصل ۲ نشان داده شد، اکسیدهای آهن (مثل هماتیت) نسبت به دیگر مواد طبیعی بیشترین افزایش بازتابندگی را از نواحی طول موج سبز مرئی به قرمز مرئی دارند. این موضوع دلالت بر این امر دارد که نسبت طیفی $R(5,4)$ هماتیت نسبتاً بالاست، یا اینکه اکسیدهای آهن در تصویر نسبت طیفی $R(5,4)$ روشن می باشند.

ب- نسبت زمانی و شاخص‌های پوشش گیاهی

در اینجا به ذکر یک تجربه قدیمی که نسبت‌های زمانی نسبت‌های طیفی را مورد استفاده قرار داده است، خواهیم پرداخت زیرا این تجربه یک روش کمی در اختیار ما میگذارد که حتی در مناطقی که هیچگونه اطلاعات زمینی صحیحی در دسترس نیست، می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. (وینسنت و همکاران، ۱۹۷۵) جهت ارزیابی تأثیر نسبت‌های طیفی داده‌های لندست MSS برای کاهش تغییرات جوی و روشنایی خورشیدی با استفاده از تصاویر لندست MSS ناحیه رودخانه ویند، وایومینگ؛ دو عبور متفاوت لندست I به فاصله زمانی ۷۲ روز را مورد استفاده قرار دادند. اولین تصویر از یک عبور در ۵ آگوست ۱۹۷۲ (تصویر ۱۷۲۹۴-۱۰۱۳-E) و دومین تصویر از عبوری در ۱۶ اکتبر ۱۹۷۲ (تصویر ۱۷۳۰۰-۱۰۸۵-E) بوده است. ناحیه کوچکی از تصویر در نزدیکی معدن آهن شهر آتلانتیک^۱، وایومینگ در قسمت جنوبی کوه‌های رودخانه ویند بعنوان ناحیه آزمایشی انتخاب شد. تصویر ۵ آگوست فاقد پوشش ابری بوده و ارتفاع خورشید ۵۴/۹ درجه و سمت آن ۱۳۲/۲ درجه بوده است. تصویر ۱۶ اکتبر دارای ۲۰ درصد پوشش ابری بوده که مقدار این پوشش در منطقه آزمایشی ۲۰ درصد بوده است و ارتفاع خورشید ۳۴/۰ درجه و سمت آن ۱۵۳/۴ درجه بوده است. این دو تصویر با مقایسه پیکسل‌های مشابه از هر تصویر ثبت^۳ زمینی شده‌اند.

روش انتخاب شده برای آزمایش تغییرناپذیری تفاوت‌های جوی روشنایی خورشیدی یک پارامتر طیفی مشخص، نسبت‌سازی زمانی است که این روش عبارت از تقسیم DN پارامتر آزمایش شده برای زمان ۱ بر همان پارامتر در زمان ۲ بصورت پیکسل به پیکسل می‌باشد. عبارت دیگر نسبت پارامترهای آزمایش شده تصاویر زمانهای ۱ و ۲ بدست می‌آید. تعداد پیکسل‌هایی که کمتر از ± 5 درصد نسبت زمانی حاصله برای پارامتر آزمایش شده تغییر کنند، بعنوان گروه محدودی از پیکسل‌ها شمارش شده و پیکسل‌های نامتغیر زمینی^۴ (GI) نامیده می‌شوند. پیکسل‌های GI بر مبنای دارا بودن یک شیء تیره تصحیح شده $DN(7,5)$ (معادله ۳-۱۱) کوچکتر از ۱/۲۰ انتخاب شدند؛ بدین جهت پیکسل‌هایی با پوشش گیاهی ۵۰٪ یا بیشتر حذف می‌شوند. پوشش ابر با محاسبه نسبت زمانی باند ۷ MSS در دو تاریخ و در نواحی که

1 - Atlantic

2 - Azimuth

3 - Register

4 - Ground Invariant

روشنایی بیش از دو برابر (ابرها) در زمان دوم بود، حذف شدند. پارامترهای طیفی با بیشترین پیکسل‌هایی که کمتر از ± 5 درصد بین دو زمان عبور تغییر می‌کرد، نامتغیرترین پارامتر طیفی نسبت به روشنایی خورشیدی تغییرات جوی بود. نتایج این آزمایش نسبت طیفی برای پارامترهای طیفی متفاوت در جدول ۳-۱ خلاصه شده است.

از آنجاییکه تابندگی مسیر باندها ۷ برای هر دو عبور یکسان بوده است، این حقیقت که باندها ۵ کمتر از باندها ۷ تغییر داشته است (همانطور که توسط عدد بزرگتر پیکسل‌های متغیر برای باندها ۵ در ستون ۲ جدول مشخص شده) نشان‌دهنده این است که تغییرات روشنایی خورشیدی بزرگتر از تغییرات جوی بین دو زمان بوده است. به هر حال، این جدول به وضوح نشان می‌دهد که نسبت طیفی تصحیح نشده و نسبت طیفی تصحیح شده شیء تیره باندها ۷ و باندها ۵، نسبت به روشنایی خورشیدی و اثرات جوی در مقایسه با باندهای منفرد بصورت مجزا، نامتغیرتر بوده‌اند. در بخش غیرفعال معدن آهن رویاز شهر آتلانتیک که فاقد پوشش گیاهی است، ده پیکسل برای بهنجارسازی نسبی در نسبت زمانی نسبت طیفی $R(7,5)$ تصحیح شده به منظور بهنجار کردن عوامل ضربی $C(i,j)$ $q(i,j)$ معادله ۳-۱۱ بین دو تاریخ مورد نظر استفاده شدند.

جدول ۳-۱) مقایسه تغییرناپذیری به تابش خورشیدی و تغییرات جوی باندها ۷ و ۵ لندست MSS و نسبت طیفی $R(7,5)$ (تصحیح نشده) و $R(7,5)$ (تصحیح شده شیء تیره و نسبت بهنجار شده) برای ناحیه آزمایشی آتلانتیک، وایومینگ از میان ۱۱۰۳۲ پیکسل نامتغیر زمینی (GI).

پارامتر طیفی	تعداد پیکسل‌های GI که کمتر از ± 5 درصد تغییر کرده اند
باندها ۷	۳۶۱
باندها ۵	۱۱۲۲
$R(7,5)$	۲۳۲۰
$R(7,5)'$	۴۱۱۵

با در نظر گرفتن نسبت زمانی TR_{t_1,t_2} برای زمانهای t_1 و t_2 نسبت طیفی تصحیح شده شیء تیره $DN(i,j)$ از معادله ۳-۱۱، می‌توان در مورد جمله آخر توضیح بیشتری داد:

$$TR_{t_1, t_2} = \left\{ \frac{[q(i, j)C(i, j)]_{t_1}}{[q(i, j)C(i, j)]_{t_2}} \right\} \left\{ \frac{\left[\frac{p(i)}{p(j)} \right]_{t_1}}{\left[\frac{p(i)}{p(j)} \right]_{t_2}} \right\} \quad \text{رابطه ۳-۱۲}$$

که:

t_1 و t_2 به ترتیب بر اولین و دومین زمان عبور دلالت دارد. در صورت انتخاب یک ناحیه بهنجارسازی که دارای نسبت طیفی نامتغیر بین دو زمان عبور باشد -شرایطی که ایجاب می‌کند که یک ناحیه فاقد پوشش گیاهی در بین دو عبور پراکنشی نداشته باشد- آخرین عبارت داخل پراتنز در معادله ۳-۱۲ برابر با یک می‌شود و نسبت زمانی اندازه گیری شده برای ناحیه بهنجارسازی، TR_{t_1, t_2}^N ، برابر با عبارت داخل پراتنز اول می‌شود. معادله ۳-۱۲ پس از جایگزینی بصورت زیر در می‌آید:

$$TR_{t_1, t_2} = TR_{t_1, t_2}^N \left\{ \frac{\left[\frac{p(i)}{p(j)} \right]_{t_1}}{\left[\frac{p(i)}{p(j)} \right]_{t_2}} \right\} \quad \text{رابطه ۳-۱۳}$$

همانطور که در معادله زیر مشخص شده:

$$TR'_{t_1, t_2} = \frac{TR_{t_1, t_2}}{TR_{t_1, t_2}^N} = \left\{ \frac{\left[\frac{p(i)}{p(j)} \right]_{t_1}}{\left[\frac{p(i)}{p(j)} \right]_{t_2}} \right\} \quad \text{رابطه ۳-۱۴}$$

نسبت زمانی بهنجار شده نسبت طیفی $R(7,5)$ ، TR'_{t_1, t_2} ، صرفاً متناسب با تغییرات روی زمین در نسبت طیفی $R(7,5)$ است و با توجه به تغییرات روی داده در موقعیت خورشید، شرایط جوی و دریافت الکترونیکی یا جابجایی حسگر بین دو عبور، نامتغیر می‌باشد. باید توجه داشت که معادله ۳-۱۴ مستلزم داشتن نسبت طیفی $R(7,5)$ برای ناحیه بهنجارسازی نیست، بلکه صرفاً نیازمند عدم تغییر ناحیه بهنجارسازی در نسبت طیفی $R(7,5)$ بین دو عبور است. این موضوع معمولاً در مورد برونزدهای خاکها و سنگهای فاقد پوشش گیاهی که توسط مواد

حل شده بوسیله باد بین دو عبور پوشیده نشده اند، صحیح می باشد. همچنین در ناحیه بهنجارسازی بین دو زمان عبور، نباید تفاوت های یخ زدگی یا انجماد وجود داشته باشد.

از ۱۱۵ پیکسلی که کمتر از ± 5 درصد برای $R(7,5)$ بین دو تاریخ تغییر کرده اند (۳۷/۳ درصد از پیکسل های GI هستند) مشخص می شود که $70/2$ درصد پیکسل های GI کمتر از ± 10 درصد و $96/83$ درصد آنها کمتر از ± 15 درصد برای $R(7,5)$ بین دو تاریخ تغییر کرده اند. این موضوع نشان می دهد که نسبت های طیفی تصحیح شده برای تفریق شیء تیره در مورد هر کدام از تاریخها و نسبت بهنجار شده بین تاریخها، یک روش موثر جهت به حداقل رساندن روشنایی خورشیدی و تغییرات جوی بین عبورهاست. با توجه به اینکه بعضی پیکسل های GI در روی زمین می توانستند بین دو تاریخ عملاً تغییر کنند (بویژه پیکسل هایی که پوشش گیاهی کمی دارند) و اینکه ثبت فضایی تصاویر صرفاً مابین دو پیکسل بوده است، اعداد بالا جنبه محافظه کارانه دارند و توسط روش های تصحیحاتی امروزی استاندارد می شوند.

معادله ۳-۱۴ و مبحث بعدی، این احتمال را که $R(7,5)$ برای داده های لندست MSS و $R(4,3)$ برای داده های لندست TM، شاخص های پوشش گیاهی موثری خواهند بود را بررسی می کند و هدف آن اندازه گیری مقدار و پوشش گیاهی سطح زمین است. نگاهی گذرا به شکل ۳-۳ یادآور این مطلب خواهد بود که با افزایش طول موج از قرمز مرئی به فرورسرخ حرارتی، بازتابندگی پوشش گیاهی سبز مشخصاً افزایش می یابد. این افزایش حاصل جذب انتخابی نور قرمز توسط کلروفیل است که شاخص های پوشش گیاهی در آن متمرکز است. شاخص های گیاهی می توانند برای زمین شناسان که از روش های ژئوبوتانی برای اکتشاف کانیها و هیدروکربن استفاده می کنند، و یا آنهایی که روش های GIS نظیر مدل های هرز آب سطحی را که مستلزم آگاهی در مورد مقدار پوشش گیاهی است را بکار می گیرند، مفید باشند. همچنین معادلات ۱-۱۴ و ۳-۶ در مورد اهمیت آن دسته از شاخص های گیاهی در کاربردهای رایج، که شامل تفاوت بین دو باند تقسیم بر مجموع آنهاست و یکی در ناحیه طول موج قرمز مرئی و دیگری در ناحیه فرورسرخ بازتابی است، به نکاتی اشاره می کنند. شاخص های گیاهی تبدیل شده $(TVI)^1$ برای لندست TM (با استفاده از باندهای ۳ و ۴ TM) توسط لیل ساند^۲ و کیفر^۳ (۱۹۹۴) بصورت زیر ارائه شده است:

-
- 1 - Transformed Vegetation Index
 - 2 - Lillesand
 - 3 - Kiefer

$$TVI = 100 \sqrt{\left[\frac{DN(4) - DN(3)}{DN(4) + DN(3)} \right] + 0.5} \quad \text{رابطه ۳-۱۵}$$

که: DN(3) و DN(4) اعداد رقومی باندهای ۳ و ۴ TM هستند.

شاخص پوشش گیاهی بهنجار شده^۱ (NDVI) برحسب باندهای طیفی قرمز مرئی (باند ۱) و فرورسرخ بازتابی (باند ۲) ماهواره هواسناسی AVHRR بصورت زیر تعریف می‌شود (لیل سانده و کیفیر، ۱۹۹۴):

$$NVDI = \frac{DN(2) - DN(1)}{DN(2) + DN(1)} \quad \text{رابطه ۳-۱۶}$$

که: DN(1) و DN(2) اعداد رقومی باندهای ۱ و ۲، AVHRR هستند.

در صورتیکه تصحیح تابندگی مسیر جوی صورت نگیرد، حاصل تقسیم تفاوت باندهای طیفی بر مجموع آنها در معادلات ۳-۱۵ و ۳-۱۶ شامل عبارات اضافی خواهد بود که قابل حذف نیستند. پس از جایگزینی معادله ۳-۲ در معادله ۳-۱۵ و ۳-۱۶، دیده می‌شود که اگر ابتدا تفریق شیء تیره صورت پذیرد، فاکتور سایه (S) بصورتی که در معادله ۳-۱۰ برای یک نسبت طیفی نشان داده شده است، از بین می‌رود.

به هر حال، ضرایب DN(4) و DN(3) معادله ۳-۱۰ و DN(2) و DN(1) معادله ۳-۱۶ بصورت مجزا از بازتابندگیهای هدف هر باند طیفی فاکتور گرفته می‌شود. بنابراین موقعیکه پوشش گیاهی را در بین دو تاریخ جمع‌آوری داده مقایسه کنیم، می‌بایستی شاخص پوشش گیاهی را برای اهداف مجزا در روی زمین بهنجار کنیم. اگر نسبت طیفی 'R(4,3) داده‌های لندست TM و یا نسبت طیفی 'R(2,1) داده‌های AVHRR، بصورتی که در معادله ۳-۱۰ نشان داده شده، بعنوان شاخص پوشش گیاهی استفاده شوند؛ احتمال بهنجارسازی نسبت زمانی بصورتیکه در معادله ۳-۱۴ تعریف شده برای هر بخش زمین (پیکسلهای تغییرناپذیر) به قدری است که بدون نیاز به تعیین طیف پیکسلهای نامتغیر زمین می‌توانند بصورت تغییرناپذیر بین دو تاریخ جمع‌آوری داده قلمداد شوند. پی بردن به این موضوع که کدام یک از این دو نسبت طیفی یعنی شاخص‌های پوشش گیاهی تبدیل شده (TVI) یا بهنجار شده (NDVI) نشاندهنده اطلاعات پوشش زنده سطح زمین هستند، احتیاج به بررسیهای بیشتری دارد. نسبت طیفی 'R(4,3) به دلیل تأثیر بیشتر خود بعنوان یک شاخص گیاهی متقدم در نظر گرفته می‌شود.

ج- نسبت طیفی فروسرخ حرارتی

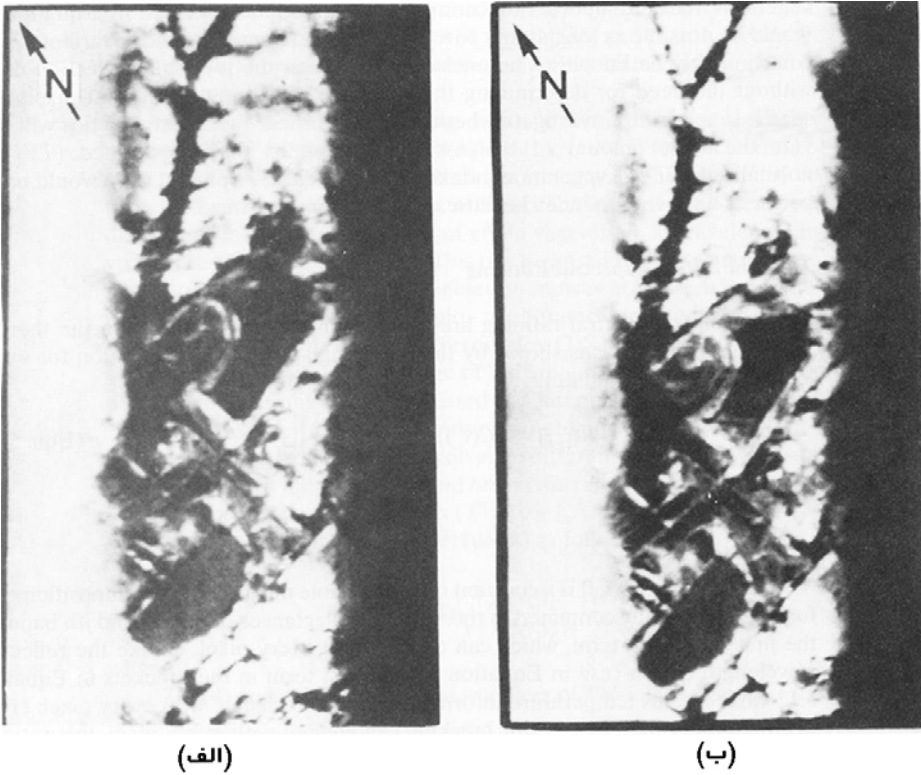
فوائد نسبی کردن طیفی در ناحیه طول موج حرارتی، همانطور که توسط معادلات نسبت طیفی برای طول موجهای بلندتر از ۴ میکرون بصورت زیر نشان داده می شود بوضوح مشخص نیست:

$$R(i, j) = c(i, j) \left[\frac{1 - b' \rho^c(i)}{1 - b' \rho^c(j)} \right] \left[\frac{L_{bb}(i, T)}{L_{bb}(j, T)} \right] \quad \text{رابطه ۳-۱۷}$$

که:

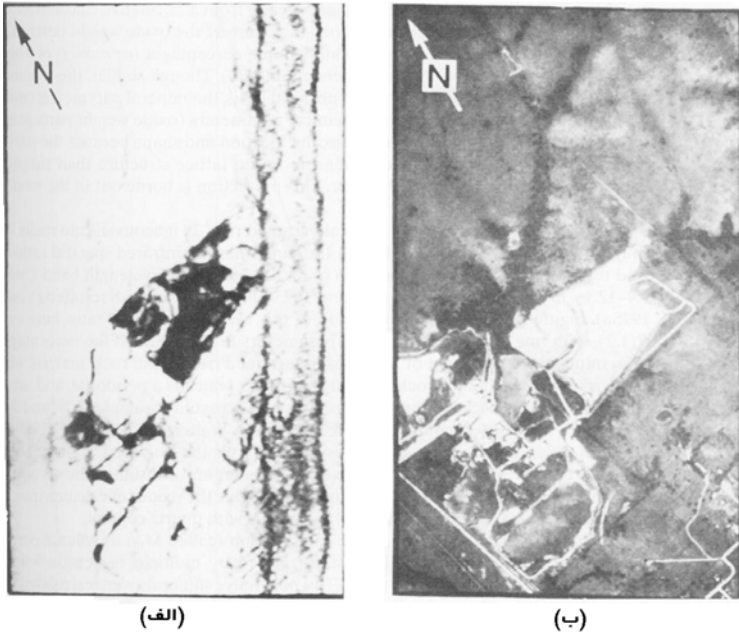
$$C(i, j) = \frac{q(i)g(i)_T(i)f(i)}{q(j)g(j)_T(j)f(j)}$$

$C(i, j)$ در کل تصویر ثابت است و اطلاعات ترکیبی بطور کامل در بازتابندهای طیفی باندهای i و j در اولین عبارت داخل پرانتز گنجانده شده و می تواند با هر پیکسل تغییر کند. برخلاف ناحیه طول موج بازتابی در معادله ۳-۱۰، آخرین عبارت داخل پرانتز معادله ۳-۱۷ دربرگیرنده اطلاعات دمایی است که می تواند با هر پیکسل تغییر کند. اگرچه آخرین عبارت داخل پرانتز می تواند با هر پیکسل تغییر کند، این نسبت گسیل توده سیاه برای دو باند طیفی دارای همپوشانی (بعنوان مثال ۱۰/۹-۸/۲ میکرون و ۱۲/۱-۹/۴ میکرون) منجر به تغییر کمتر نسبت به دومین عبارت داخل پرانتز که دربرگیرنده اطلاعات مورد نظر ماست، می شود. اگر یک باند بطور مجزا در باند پرتو باقیمانده یک سنگ یا کانی بدون همپوشانی با دیگر باندها قرار گیرد، تفاوت دمایی حدود ۵/۲ کلوین برای پوشاندن تفاوت بازتابندگی طیفی حدود ۱ درصد بین باندهای i و j در نظر گرفته می شود (وینسنت، ۱۹۷۳). شکل ۳-۱۱ تصاویر فروسرخ حرارتی تک باندی را برای باندهای ۱۰/۹-۸/۲ میکرون و ۱۲/۱-۹/۴ میکرون بر روی یک معدن ماسه نزدیک میل کریک، اوکلاهاما که توسط یک پوششگر چندطیفی هوابرد برداشت شده، نشان می دهد (وینسنت و همکاران، ۱۹۷۲). تصویر نسبت طیفی که همان دو باند طیفی شکل ۳-۱۱ را مورد استفاده قرار می دهد، بطور مشخص ماسه سنگهای کوارتزی و ماسه کوارتزی (که هر دو در تصویر نسبت طیفی تیره هستند) را از پوشش علف، آب، خاک و رخنمونهای آهکی و شیلی (که تماماً در تصویر نسبت طیفی روشن هستند) جدا می کند.



شکل ۳-۱۱) تصاویر فرسرخ حرارتی، پویشگر حرارتی هوابرد برای الف- باند ۱ (۱۰/۹ - ۸/۲ میکرون) و ب- باند ۲ (۱۲/۱ - ۹/۴ میکرون) برای معدن ماسه میل کریک، اوکلاهاما. اشیاء سرد تیره و اشیاء گرم روشن هستند. صفحات مرجع گرم و سرد به ترتیب در حواشی چپ و راست هر تصویر قرار دارند. ابعاد تصویر ۱km × ۲km است. (وینسنت و همکاران، ۱۹۷۲).

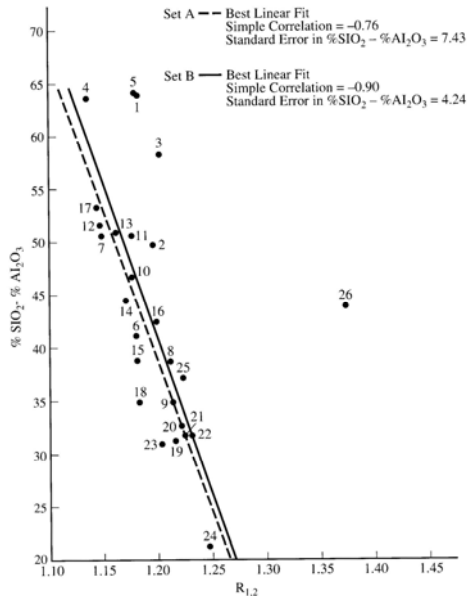
دو تصویر باندهای منفرد عملاً هیچ نوع اطلاعات ترکیبی را آشکار نمی‌کنند و تقریباً تفاوت بسیار جزئی را بین تصاویر نشان می‌دهند. بنابراین اگرچه نسبی کردن طیفی بمنظور افزایش اطلاعات ترکیبی در ناحیه طول موج حرارتی همانند ناحیه طول موج بازتابی از لحاظ ریاضی بوضوح مشخص نیست، کاربردهای عملی نشان می‌دهد که نسبی کردن طیفی باندهای طیفی فرسرخ حرارتی چندطیفی اطلاعات ترکیبی منحصر به فردی را در مورد سنگهای سیلیکاته و خاکها حتی هنگام روز، موقعیکه تفاوت دمایی در طول تصویر نسبتاً زیاد است، نشان می‌دهند.



شکل ۳-۱۲) تصویرنسبت طیفی R(1,2) باند ۱ (۸/۲-۱۰/۹ میکرون) و باند ۲ (۹/۴-۱۲/۱ میکرون) در شکل ۳-۴ و عکس هوایی که بترتیب درالف و ب برای معدن ماسه نزدیک میل کریک، اوکلاهاما نشان داده شده‌اند. ماسه سنگ غنی از کوارتز در تصویر نسبت طیفی که تصویر اولین نسبت طیفی (آگوست ۱۹۷۰) برای هر ناحیه طیفی است. داده‌های پوششگر فروسرخ و عکس هوایی در یک زمان تهیه شده‌اند. ابعاد تصویر ۱km × ۲km است (وینسنت و همکاران، ۱۹۷۲).

در فصول قبلی جابجایی حداکثر بازتابندگی در ناحیه طول موج ۸-۱۲ میکرون سنگهای سیلیکاته فلسیک به طول موجهای کوتاهتر، جابجایی فلسیک نامیده شد. این پدیده این سوال را برمی‌انگیزد که کدام یک از پارامترهای ترکیبی سنگهای سیلیکاته بهترین تطابق را با موقعیت طیفی و شکل حداکثر بازتابندگی سیلیکاتها در ناحیه طول موج ۸-۱۲ میکرون دارند.

بر اساس مبانی فیزیکی، پارامترهای کانی‌شناسی بمنظور مطابقت با محل حداکثر بازتابندگی و شکل بر پارامترهای شیمیایی (درصدهای وزنی اکسید) ارجحیت دارند زیرا پیوندهای یونی ویژه بیشتر به ساختمان شبکه کانی وابسته است تا به مقدار کاتیون موجود در سنگ. این پیش‌بینی‌ها در شکلهای ۳-۱۳ و ۳-۱۴ بررسی شده است.

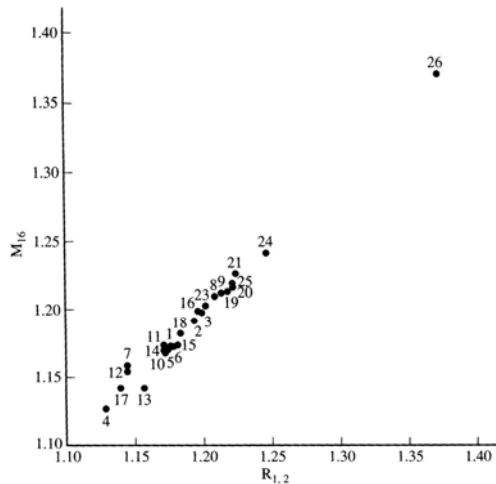


شکل ۳-۱۳) دیاگرام نسبت طیفی R(1,2) طیف آزمایشگاهی ۲۶ سنگ سیلیکاته آذرین برای باندهای ۱ (شماره ۱ و ۳) نشان داده شده است (وینسنت، ۱۹۷۳).

۲ (۹/۴-۱۲/۱ میکرون) پوشگر فروسرخ حرارتی هوابرد در مقابل نسبت %SiO₂ به %Al₂O₃: تطابقها برای مجموعه A، متشکل از تمامی سنگ ۲۶ به استثناء پریدوتیت (شماره ۲۶) و مجموعه B متشکل از تمامی سنگها بجز پریدوتیت (شماره ۲۶)، ریولیت (شماره ۵) و دو گرانیت (شماره ۱ و ۳) نشان داده شده است (وینسنت، ۱۹۷۳).

اشکال ۳-۶ و ۳-۷ (وینسنت، ۱۹۷۵a) از بررسی تطابق پارامترهای کانی‌شناسی و شیمیایی ۲۶ سنگ سیلیکاته آذرین با نسبت طیفی فروسرخ حرارتی مشابه شکل ۳-۵ یعنی نسبت طیفی باند ۱ با طول موج ۸/۲ - ۱۰/۹ میکرون و باند ۲ با طول موج ۹/۴ - ۱۲/۱ میکرون حاصل شدند (وینسنت، ۱۹۷۳). شکل ۳-۱۲ تطابق نسبت طیفی این دو باند را که در اینجا R(1,2) نامیده می‌شود، با یکی از بهترین پارامترهای شیمیایی، درصد SiO₂ منهای درصد Al₂O₃ بصورتی که از تجزیه سنگی سریع بدست آمده، نشان می‌دهد. مجموعه A تمامی سنگهای آذرین بجز نمونه شماره ۲۶ (پریدوتیت) و مجموعه B تمامی سنگهای آذرین بجز دو گرانیت، یک ریولیت (نمونه‌های ۱، ۳ و ۵) و همچنین پریدوتیت (نمونه ۲۶) می‌باشد. والتر^۱ و

سالیسبری^۱ (۱۹۸۹) شاخصی را معرفی کردند که نسبت به شاخص‌های شیمیایی قبلی ارتباط نزدیکتری با پولیمریزاسیون کانیهای سیلیکاته دارد. شاخص والتر و سالیسبری برابر با نسبت $\%SiO_2$ به مجموع سیلیس بعلاوه اکسیدهای کلسیم، آهن و منیزیم است. شکل ۳-۱۴ بهترین ترکیب خطی (که M_{16} نامیده می‌شود) درصدهای حجمی کانیهای نورماتیو را نشان می‌دهد که بارگسیون مضاعف با نسبت طیفی $R(1,2)$ که در فوق بحث شد بهترین تطابق را دارند.



شکل ۳-۱۴) دیاگرام نسبت طیفی $R(1,2)$ آزمایشگاهی ۲۶ سنگ سیلیکاته آذرین برای باندهای ۱ و $8/2 - 10/9$ میکرون) و ۲ ($9/4 - 12/1$ میکرون) پوششگر فروسرخ حرارتی هوابرد در مقابل پارامتر M_{16} که معرف بهترین ترکیب خطی کانیهای نور ما تیو است در تطابق کامل با $R(1,2)$ برای تمامی سنگهای سیلیکاته شکل ۳-۱۳ بجز نمونه شماره ۲۲ (بازالت) (وینسنت، ۱۹۷۳).

همانطور که این دو شکل نشان می‌دهند، جایجایی فلسیک در سنگهای سیلیکاته آذرین می‌تواند با تصویر نسبت طیفی $R(1,2)$ فروسرخ حرارتی سنجیده شود. شکل ۳-۱۵ (وینسنت، ۱۹۷۵a) تصاویر باندهای منفرد باندهای طیفی پوششگر چندطیفی هوابرد مشابه شکل ۳-۱۱ و یک تصویر نسبت طیفی $R(1,2)$ حاصل از این باندها را (مشابه $R(1,2)$ برای اشکال ۳-۱۳ و ۳-۱۴) برای یک ناحیه دارای گونه‌های مختلف سنگهای سیلیکاته آذرین نزدیک کراتر پیسگاه^۲،

1 - Salisbury

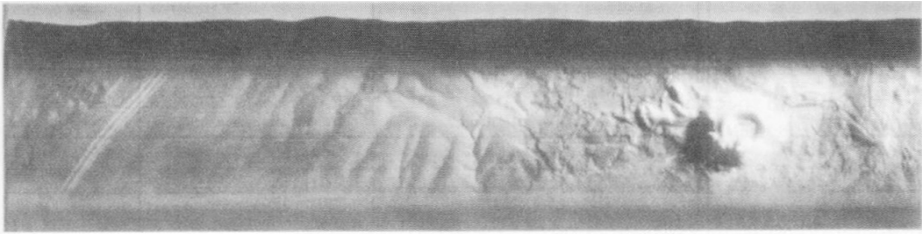
2 - Pigsaw

کالیفرنیا^۱ نشان می‌دهد. تصویر نسبت طیفی $R(1,2)$ ، گدازه‌های بازالتی و مخروط سفید بازالتی را بصورت روشن نشان می‌دهد زیرا مقدار کوارتز آنها بصورتی که در شکل‌های ۱۳-۳ و ۱۴-۳ پیشگویی شده است، کم می‌باشد. فنگلومرای داسیتی^۲ اطراف و تپه‌های ماسه‌ای غنی از کوارتز که بخشی از جریان گدازه را می‌پوشانند، تیره هستند زیرا باند پرتو باقیمانده کوارتز باعث حداکثر بازتابندگی (حداقل گسیلندگی) در باند $10/9 - 8/2$ میکرون می‌شود و بدین وسیله نسبت طیفی $R(1,2)$ کاهش می‌یابد. همانند مثال قبل، تصاویر باندهای منفرد فروسرخ حرارتی توسط تغییرات دمایی در طول تصویر کنترل می‌شوند در صورتیکه نسبت طیفی این دو باند توسط تفاوت‌های ترکیبی در طول تصویر کنترل می‌شود. خط سفیدی که نقاط سفید را بهم وصل می‌کند و از بخش فوقانی سمت چپ به بخش تحتانی سمت چپ حرکت می‌کند، یک خط انتقال انرژی است که چارچوب فلزی ستونها را بهم متصل می‌کند. این خطوط بدلیل فقدان کوارتز و نه بدلیل سردتر یا گرمتر بودن از زمینهای اطراف، در شکل ۱۵-۳ بصورت روشن دیده می‌شوند. تصاویر نسبت طیفی دارای ادخالهای بیشتری نسبت به دیگر تصاویر چندطیفی هستند، (گاهی به فیلتر کردن فضایی احتیاج دارند) ولیکن همانطور که در فوق بحث شد، نسبتهای طیفی مستقیماً در ارتباط با ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگها و کانیها می‌باشند. این رابطه برای اکثر موارد ذکر شده در مورد نسبتهای طیفی در این فصل قابل استفاده است. تصاویر واکشی ناهمبسته^۳ (گیلیسی، ۱۹۹۲) که مجدداً در مبحث بعدی تحت عنوان تبدیلهای مولفه‌های اصلی بحث خواهد شد، نسبت به تصاویر نسبت طیفی از داده‌های پوششگر فروسرخ حرارتی چندطیفی، جزئیات بیشتری در مورد تصویر نشان می‌دهد ولیکن این تصاویر نمی‌توانند بمنظور کسب اطلاعات ترکیبی از طریق طیف آزمایشگاهی یا زمینی به سادگی تفسیر شوند. یک تصویر واکشی ناهمبسته اثرات دما را با تغییرات ترکیبی در طول تصویر، با تمایز بزرگتری نسبت به تصاویر نسبت طیفی ترکیب می‌کند. این تفاوت دلیل اصلی وجود تغییرات بیشتر در این نوع تصاویر است. عبارت دیگر تصاویر نسبت طیفی بهتر از تصاویر واکشی ناهمبسته، اثرات دما و تغییرات ترکیبی در طول صحنه تصویربرداری شده را از هم تفکیک می‌کنند.

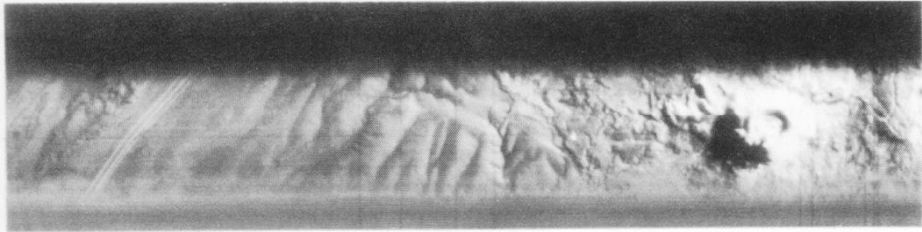
1 - California

2 - Dacitic Fanglomerate

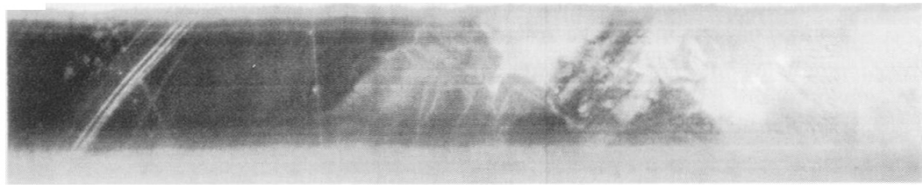
3 - Decorrolation Contrast Image



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۳-۱۵) تصاویر بانده ۱ (۱۰/۹-۸/۲ میکرون) فروسرخ حرارتی پوششگر هوابرد که بترتیب در شکل الف و ب، و تصویر نسبت طیفی $R(1,2)$ برای ناحیه ای نزدیک کرارتر پیسگاه، کالیفرنیا که در شکل ج نشان داده شده اند. سنگهای غنی از کوارتز و خاکها در تصویر نسبت طیفی بصورت تیره دیده می شوند. زمان تصویر برداری در موقع طلوع خورشید بوده است (وینسنت، ۱۹۷۳).

دیگر مزیت تصویرگیری نسبت طیفی این است که کاربری داده‌های چندطیفی از نواحی طول موج حرارتی با داده‌های نواحی طول موج بازتابی را آسان می‌سازد. در تصاویر باندهای منفرد در نواحی حرارتی غلبه با دما و در نواحی بازتابی غلبه با روشنایی است. این دو خصوصیت باعث مشکل شدن ترکیب باندهای منفرد این دو ناحیه طول موج متفاوت می‌شود. به هر حال، تصاویر نسبت طیفی حاصل از جفت باندهای طیفی که زیرمجموعه‌های موجود در هر ناحیه طول موج هستند، می‌توانند به سادگی ترکیب شوند زیرا هر دوی آنها یک کمیت (ترکیب شیمیایی) را به تصویر می‌کشند (وینسنت و همکاران، ۱۹۸۴).

تبدیل مؤلفه های اصلی

در صورتیکه تعداد باندهای طیفی (n) بیش از سه عدد باشد، نمایش اطلاعات در پردازش تصاویر کار مشکلی است زیرا تنها سه رنگ اولیه در نمایش تصویر رنگی وجود دارد. چگونه اطلاعات بیش از سه باند را می توان بطور همزمان تنها در سه رنگ اولیه نشان داد؟ علاوه بر ترکیب سه نسبت طیفی یک تصویر نسبت رنگی دو جواب دیگر برای این سوال وجود دارد. یکی از آنها آشکارسازی تصویر با پارامترهای طیفی n بعدی است که مولفه های اصلی^۱ نامیده می شود و دومی، طبقه بندی تصویر با استفاده از تمامی n باند طیفی بمنظور طبقه بندی تصویر در چندین گروه مجزا می باشد. آشکارسازی تصویر باعث ایجاد تصویری با رنگ پیوسته می شود که هر کدام از سه رنگ نمایشی اولیه مقداری بین صفر تا ۲۵۵ خواهند داشت. طبقه بندی تصویر باعث ایجاد یک تصویر طبقه بندی شده می شود که به هر گروه طبقه بندی شده یک رنگ مجزا نسبت داده می شود و بنابراین به تعداد گروهها، رنگ وجود خواهد داشت.

تبدیل مولفه های اصلی (که گاهی اوقات کارهونن^۲ - لوو^۳ یا ویژه بردار^۴ نامیده می شود) یک روش آشکارسازی تصویر برای نمایش حداکثر تمایز طیفی از n باند طیفی تنها با سه رنگ نمایشی اولیه است و شامل دو مرحله پردازش است که در اینجا مختصراً بحث می شوند. در اولین مرحله n هیستوگرام از تصویر، که هر هیستوگرام متعلق به یک باند طیفی است، وارد الگوریتم مولفه اصلی می شود. این الگوریتم، n مولفه اصلی را که عملاً بردارهای مستطیلی در فضای n بعدی که در طول جهات حداکثر واریانس باقیمانده کشیده شده اند می باشند، محاسبه می کند. خروجی های اولین مرحله، ضرایب تصویرگیری n باند طیفی بر روی n مولفه اصلی نهایی است که ماحصل آن معادلات سری زیر می باشد:

$$P_k = \sum_{i=1}^n a_{i,k} DN(i) \quad \text{رابطه ۳-۱۸}$$

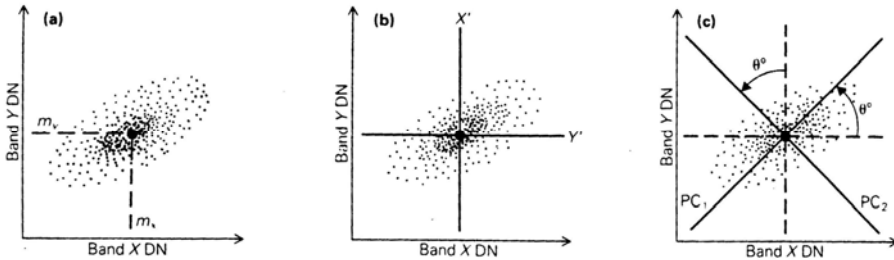
که: P_k مقدار k امین مولفه اصلی برای یک پیکسل مشخص.

$DN(i)$ عدد رقمی i امین باند طیفی (یکی از n باند طیفی) برای یک پیکسل مشخص.

$a_{i,k}$ ضرایب تصویرگیری محاسبه شده توسط الگوریتم مولفه اصلی برای تصویرگیری اعداد رقمی از n باند طیفی بر روی n بردار مولفه اصلی می باشند.

-
- 1 - Principal Components
 - 2 - Karhunen
 - 3 - Loeve
 - 4 - Eigenvector

اولین مولفه اصلی برداری است که در جهت حداکثر واریانس پیکسل‌های تصویر می‌باشد. این مولفه نسبت به دیگر مولفه‌های اصلی بیشترین واریانس طیفی داده‌ها را دربرمیگیرد. دومین مولفه اصلی که به مولفه اولی در فضای n بعدی عمود می‌باشد، برداری است در امتداد حداکثر واریانس باقیمانده داده‌هایی (در محدوده‌ای که عمود بر مولفه اصلی اولی است) که در نتیجه حذف مقدار حداکثر واریانس در داده‌های باقیمانده از مولفه اصلی بکار می‌رود. هر کدام از مولفه‌های اصلی بعدی، عمود بر دیگر مولفه‌های اصلی است و مقدار حداکثر واریانس باقیمانده را حذف می‌کند و با افزایش درجه مولفه اصلی کوچکتر می‌شود. n امین مولفه دارای تمامی واریانس باقیمانده بوده و پیکسل‌های مجزا از لحاظ طیفی را از باقیمانده پیکسل‌های تصویر جدا می‌کند. تمامی n مولفی اصلی صددرصد واریانس داده‌ها را دربر می‌گیرند ولی سه مولفه اصلی اولی برای زمانیکه $n > 3$ باشد، معمولاً بیشترین واریانس (۵۰٪ تا ۹۵٪) داده‌ها را دربر می‌گیرند (شکل ۳-۱۶). دومین مرحله، تبدیل صحنه تصویربرداری شده به فضای مولفه‌های اصلی است. این عمل با استفاده از معادله ۳-۱۸ برای محاسبه تمامی مقادیر مولفه‌های اصلی هر پیکسل در تصویر انجام می‌شود. تصویر هر کدام از n مولفه اصلی معمولاً پس از افزایش تمایز هر کدام از مولفه‌های اصلی می‌تواند تولید شود که ماحصل آن تصویری متفاوت از صحنه تصویربرداری شده برای هر کدام از n مولفه اصلی است.



شکل ۳-۱۶) نمودارهای دوتایی DN باندهای مختلف یک حسگر فرضی. الف- پراکنش داده‌های تصویری بصورت یک بیضوی کشیده در فضای دو باند X و Y . ب- اولین مرحله تولید مولفه اصلی با انتقال مرکز مختصات به محل میانگین (m_x, m_y) داده‌های تصویر شده، شروع می‌شود. ج- در مرحله بعد محورهای مختصات به اندازه زاویه ϕ چرخیده می‌شوند بصورتیکه یکی از آنها در امتداد حداکثر واریانس داده‌ها قرار بگیرد. این محور اولین مولفه اصلی را تشکیل می‌دهد و محور عمود بر آن دربرگیرنده واریانس داده‌هایی است که نمی‌تواند در جهت محور اولین مولفه تعریف شوند و دومین مولفه اصلی را تشکیل می‌دهد.

با توجه به معادله ۳-۱۸ هر کدام از این تصاویر مولفه‌های اصلی دارای اطلاعاتی از هر n باند طیفی است. بیشترین واریانس در تصویر توسط اولین مولفه اصلی که معمولاً نشان دهنده اطلاعات روشنایی در طول موجهای کوتاهتر از ۴ میکرون و اطلاعات دمایی در طول موجهای بیشتر از ۴ میکرون (فروسرخ حرارتی) توضیح داده می‌شود. در این مولفه روشنایی (یا گرمی) شیبه‌ای به سمت خورشید به رنگ روشن و نواحی سایه (یا سرد) به رنگ تیره درمی‌آیند بنابراین در نتیجه آن بیشترین اطلاعات توپوگرافی مولفه‌های اصلی بدون توجه به تعداد باندهای طیفی مورد استفاده، در اختیار قرار داده می‌شود. n امین تصویر مولفه اصلی اغلب یک تصویر نسبتاً همگن تولید می‌کند که توسط پیکسل‌های روشن و تیره که اکثراً در صحنه تصویربرداری شده از لحاظ طیفی یکسان هستند، قطع می‌شود. اگر داده‌ها دارای ادخالهای پراکنده باشند، این ادخالها معمولاً در تصویر n امین مولفه اصلی نشان داده می‌شوند. به هر حال، چون ادخالهای سیستماتیک داده‌های پوششگر چندطیفی لندست TM و اسپات قبل از رسیدن به دست کاربر حذف شده‌اند، و چون بعضی کاربریهای مهم سنجش از دور نظیر اکتشاف کانپها یا تصویربرداری آلاینده‌های محیط زیست مستلزم تحقیقات در مورد رخدادهای نسبتاً کمیاب اهداف ویژه از لحاظ طیفی است، کاربرهای سنجش از دور به آزمایش دقیق تصاویر مولفه‌های اصلی درجه بالا، شامل n امین آنها تمایل دارند.

هر یک از سه مولفه اصلی می‌تواند برای تولید یک تصویر مرکب رنگی که دربرگیرنده اطلاعاتی از تمامی n کانال طیفی است، مورد استفاده واقع شود. زمانیکه $n > 3$ باشد و سه مولفه اصلی جهت ایجاد تصویر با یکدیگر ترکیب شوند، اکثر واریانس تمامی n باند طیفی می‌تواند در یک تصویر مرکب رنگی نشان داده شود که این واریانس بزرگتر از مقداری است که بتواند در یک تصویر مرکب رنگی حاصل از هر کدام از سه باند طیفی نشان داده شود. این مزیت گاهی زمین‌شناسان را در مشاهده مرزهای بین واحدهای غیرقابل رویت در تصاویر مرکب رنگی حاصل از هر کدام از سه باند منفرد یاری می‌کند. همچنین، زمانیکه سه مولفه اصلی درجه بالا بصورت یک تصویر رنگی نشان داده شوند، کاربر قادر به تشخیص نواحی کوچکی خواهد بود که از لحاظ طیفی متفاوت از اکثر پدیده‌های تصویر هستند. بنابراین تصویر متوجه بویژه در مواردیکه اطلاعات کمی در مورد ناحیه در دسترس است، مفید خواهد بود.

تصویرسازی مولفه‌های اصلی می‌تواند تمایز بین عناصر زمینی منحصر بفرد از لحاظ طیفی را از محیط اطراف بیشتر کند. با این وجود دو مانع در تصاویر مولفه‌های اصلی، استفاده آنها را در اکثر کاربردهای سنجش از دور محدود می‌کند. مورد اول این است که مولفه‌های

اصلی برخلاف تصاویر نسبت طیفی، یک روش تصویرسازی وابسته به صحنه تصویربرداری شده است. رنگهای تصاویر مولفه اصلی، از یک تصویر به تصویر دیگر معنای یکسانی ندارند، مگر اینکه نواحی تصویربرداری شده دارای رخنمونهای زمین‌شناسی مشابه و پوشش یکسان (پوشش گیاهی و آب) باشند. به بیان اصولی‌تر، تفسیر رنگهای تصاویر مولفه‌های اصلی با استفاده از طیف بازتابی سنگها، خاکها و کانیها بعنوان راهنما، مشکل است. موقعیکه تصاویر مولفه‌های اصلی برای شناسایی سنگها یا خاکهای با خصوصیات طیفی غیرمعمول بکار می‌رود، معمولاً استفاده از تصاویر نسبت طیفی بمنظور تعیین ترکیب پدیده‌ها با استفاده از نسبتهای طیفی حاصل از باندهای طیفی موجود، الزامی است. تصاویر نسبت طیفی از لحاظ محیطی تغییر پذیری کمتری دارند و نسبت به تصاویر مولفه‌های اصلی بیشتر با طیفی آزمایشگاهی کانیها، سنگها و خاکها ارتباط دارند. با این وجود، همانطور که در فوق بحث شد، در مواقیکه تعیین و تشخیص رخنمونهای سنگها یا خاکهای غیرمعمول بصورت دو مرحله‌ای انجام می‌گیرد، می‌توان این دو نوع تصویر را همراه با هم مورد استفاده قرار داد.

صورت دیگر تبدیل مولفه‌های اصلی که در بخش قبلی به آن اشاره شد، توانایی بیشتری (رنگهای یک هدف را که در دو تاریخ مختلف تصویربرداری شده است بصورت تقریباً یکسان نشان می‌دهد) نسبت به تبدیل مولفه‌های اصلی بحث شده در فوق دارد. تصاویر متباین واکشی ناهمبسته^۱ (گیلسپای^۲، ۱۹۹۲) با استفاده از تبدیل مولفه‌های اصلی به یک مجموعه داده تصویربرداری چند طیفی، تباین واکشی تصاویر سه مولفه اصلی (که اغلب تصاویر ناهمبسته نامیده می‌شود زیرا مولفه‌های اصلی به یکدیگر مرتبط نمی‌شوند) و تبدیل مجدد تصاویر مولفه‌های اصلی واکشی به فضای طیفی n بعدی اصلی با تبدیل معکوس مولفه‌های اصلی تولید می‌شوند. تصاویر حاصله بیشتر به تصاویر نسبت طیفی شبیه می‌باشند تا به تبدیلات مولفه‌های اصلی که معرف اثرات روشنایی کل (یا دما) هستند و توانایی بیشتری نسبت به تبدیلات مولفه‌های اصلی دارند. به هر حال، این تصاویر معرف روشنایی (یا دما) هستند و اطلاعات ترکیبی گستره بیشتری نسبت به تصاویر نسبت طیفی دارند و بسادگی با طیفی آزمایشگاهی یا میدانی مرتبط نمی‌شوند. به هر حال، این تصاویر تمایز بیشتری نسبت به تصاویر نسبت طیفی دارند.

1 - Decorrelation Contrast- Stretch

2 - Gillespie

هوک و همکاران (۱۹۹۲) دو روش جدیدتر باقیمانده‌های لاگ حرارتی^۱ و باقیمانده‌های آلفا^۲ را برای استخراج اطلاعات از داده‌های پوششگر چندطیفی حرارتی مورد استفاده قرار دادند. به هرحال، روشهای آنها اثرات دما را با درجه کمتری نسبت به واکنشی متباین ناهمبسته با اثرات گسیلندگی (اطلاعات ترکیبی) ترکیب می‌کند و تقریب وین^۳ را در تابع پلانک^۴ مورد استفاده قرار می‌دهد. تقریب وین در گستره ترکیب اثرات دما و گسیلندگی طیفی صحیح نیست. نسبت‌های طیفی حرارتی، نسبت به دو روش مذکور، این دو اثر را کمتر ترکیب می‌کنند. با وجود این، تمایز تصاویر نسبت‌های طیفی بواسطه نقصان اثرات حرارتی آنها کمتر است.

طبقه‌بندی^۵ چندطیفی

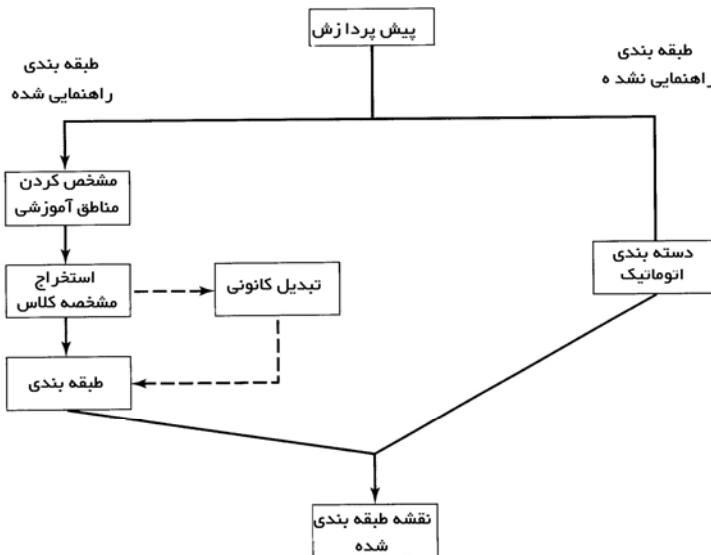
الگوریتم‌های طبقه‌بندی چندطیفی، هر پیکسل را به گروهی از کلاس‌های طیفی مجزا نسبت می‌دهند. هر کدام از این کلاسها بوسیله گستره معمول مقادیر پارامتر طیفی طبقه‌بندی می‌شوند که بعنوان ورودی الگوریتم طبقه‌بندی مورد استفاده قرار می‌گیرند. گستره‌های معمول مقادیر تمامی پارامترهای طیفی برای یک کلاس (یا هدف) طیفی مشخص، مشخصه طیفی^۶ آن کلاس نامیده می‌شود. با این تعریف، مشخصه طیفی یک کلاس برای مجموعه‌ای از داده‌ها بکار می‌رود و با توجه به تغییرات زمانی در شرایط محیطی، توانایی ویژه‌ای ندارد.

همانطور که در شکل ۳-۱۷ نشان داده شده است، دو نوع طبقه‌بندی راهنمایی شده^۷ و راهنمایی نشده^۸ وجود دارد. اولین مرحله شکل ۳-۱۷، مرحله پیش پردازش است که شامل صور متفاوت نسبت طیفی مانند تقسیم هر باند طیفی به مجموع تمامی باندهای طیفی یا نسبت طیفی شیء تیره^۹ تفریق شده جفت باندهای طیفی می‌باشد. طبقه‌بندی راهنمایی شده مستلزم تعیین گروهی از پیکسلها (که منطقه آموزشی^{۱۰} نامیده می‌شود) در تصویر است که تماماً به یک کلاس هدف تعلق دارند. بعنوان مثال، کاربر می‌تواند پیکسلهای رخنمونی از طبقات قرمز سازند

-
- 1 - Thermal Log Residuals
 - 2 - Alpha Residuals
 - 3 - Weins Approximation
 - 4 - Planks Function
 - 5 - Classification
 - 6 - Spectral Signature
 - 7 - Supervised
 - 8 - Unsupervised
 - 9 - Dark Object
 - 10 - Training Site

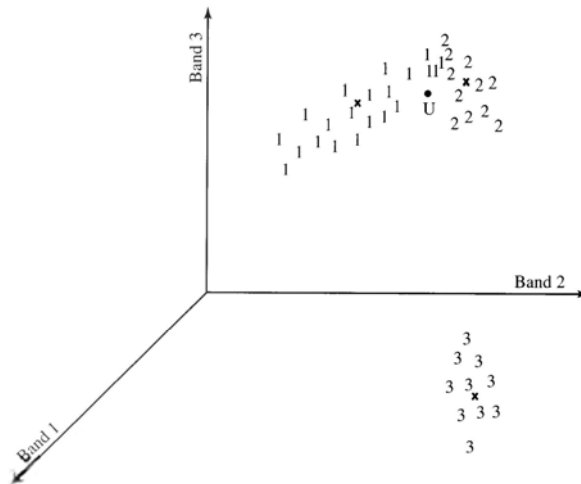
چوگواتر^۱ را بعنوان یک منطقه آموزشی کلاس هدفی که طبقات قرمز تریاس^۲ نامیده می شود، انتخاب کند. این انتخاب برای تمامی کلاسهای هدف، که کاربر مصمم به طبقه بندی آنها در تصویر می باشد، تکرار می شود. سپس الگوریتم طبقه بندی خودکار از هر منطقه آموزشی یک مشخصه طیفی استخراج می کند و بطور خودکار خصوصیات طیفی هر پیکسل تصویر را با مشخصه طیفی کلاس هدف مقایسه می کند. سپس هر پیکسل تصویر بعنوان یکی از کلاسهای هدف یا بعنوان کلاسی تحت عنوان "دیگر" طبقه بندی می شود. این برچسب نشان می دهد که به هیچکدام از کلاسهای هدف تعلق ندارد. کلاس "دیگر" ناهمکن می باشد و می تواند نشاندهنده انواع دیگر سنگها یا خاکها، پوشش گیاهی (احتمالاً به دو کلاس هدف سرو و کاج تقسیم می شود)، آب راکد، برف و غیره باشد.

هر پیکسل تصویر می تواند با نقطه ای در فضای چندطیفی n بعدی نشان داده شود که توسط $DN(i)$ آن برای هر کدام از n باند طیفی مشخص می شود. بمنظور نشان دادن الگوریتمهای طبقه بندی راهنمایی شده در بحثهای بعدی، فرض کنید که یک حسگر چند -



شکل ۳-۱۷) دیاگرام شماتیک روشهای طبقه بندی راهنمایی شده و راهنمایی نشده.

طیفی دارای سه باند طیفی ($n=3$) است و همچنین سه ناحیه آموزشی در روی زمین وجود دارد که هر کدام نشاندهنده یک کلاس متفاوت هدف می‌باشد. در شکل ۳-۱۸ هر پیکسل در نواحی آموزشی با عددی بین ۱ تا ۳ (شماره کلاس هدف) در سیستم مختصات x , y و z به ترتیب متشکل از $DN(i)$ باندهای طیفی ۱، ۲ و ۳ نشان داده می‌شود. پیکسلی که در شکل ۳-۱۸ با U مشخص شده است، پیکسلی ناشناخته است که متعلق به یکی از سه کلاس هدف یا کلاس چهارمی تحت عنوان "دیگری" می‌باشد. نهایتاً، هر پیکسل تصویر که در داخل نواحی یکی از مناطق آموزشی قرار ندارد، به U وابسته می‌شود تا اینکه تمامی تصویر بعنوان یکی از هفت کلاس طبقه‌بندی گردد.

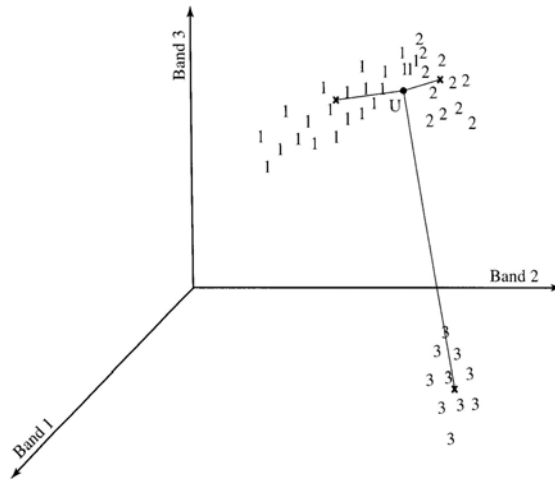


شکل ۳-۱۸) ترسیم یک پیکسل ناشناخته (U) در فضای باندهای طیفی ۱، ۲ و ۳ با سه منطقه آموزشی. پیکسل‌های مشخص شده با اعداد ۱، ۲ و ۳ در مناطق آموزشی قرار دارند.

مواد سطحی یک منطقه آموزشی نسبتاً همگن بازتابندگیهای بسیار مشابه دارند بدین معنا که $DN(i)$ تمامی پیکسلها در منطقه آموزشی راهنمایی شده در فضای n بعدی با یکدیگر دسته‌بندی (یا خوشه‌بندی) می‌شوند. اگر مواد سطحی در نواحی آموزشی مختلف از لحاظ طیفی از یکدیگر قابل تشخیص باشند، خوشه‌های مقادیر $DN(i)$ آنها همپوشانی نخواهند داشت. این حالت برای سه باند طیفی ($n=3$) با سه کلاس آموزشی راهنمایی شده بدون همپوشانی در

شکل ۳-۱۸ نشان داده شده است. تعیین درجه "جدایش پذیری" مشخصه‌های طیفی مناطق آموزشی و انتخاب خوشه‌ای که تمام دیگر پیکسلها در داخل آن قرار گیرند، نحوه عملکرد الگوریتم طبقه‌بندی را نشان می‌دهد.

چندین الگوریتم طبقه‌بندی راهنمایی وجود دارد که ساده‌ترین آنها طبقه‌بندی حداقل فاصله میانگین^۲ می‌باشد. شکل ۳-۱۹ مشابه دیاگرام قبلی است که x ها نشاندهنده میانگین هر کدام از کلاسهای هدف راهنمایی شده و بردار بین هر کدام از آنها نشاندهنده فاصله پیکسل U از میانگین هر کدام از کلاسهای هدف می‌باشد.



شکل ۳-۱۹) طبقه‌بندی حداقل فاصله میانگین. این دیاگرام مشابه شکل ۳-۱۸ می‌باشد و میانگین کلاسها با نقطه سیاه مشخص شده است. طبقه‌بندی حداقل فاصله، پیکسل ناشناخته (U) را به کلاس ۲ نسبت می‌دهد زیرا این پیکسلها در فضای n بعدی به کلاس ۲ نزدیکتر از کلاسهای ۱ و ۳ می‌باشند.

در این الگوریتم هر کدام از این فاصله‌ها با میانگین هر کدام از کلاسها محاسبه می‌شود و U به کلاسی نسبت داده می‌شود که به آن نزدیکتر است (فاصله آن حداقل می‌باشد)؛ مگر اینکه حداقل فاصله با یک کلاس هدف، بزرگتر از حداکثر مقداری باشد که قبلاً توسط کاربر تعیین شده و در چنین حالتی U به کلاس چهارم دیگری نسبت داده می‌شود. بعبارت دیگر، هر پیکسل مطابق با کلاس هدفی طبقه‌بندی می‌شود که در فضای مختصاتی چندطیفی n بعدی به آن

- 1 - Separateness
- 2 - Minimum- Distance- To- Means

نزدیکتر باشد. اگر این فاصله تا حد قابل قبولی به کلاسهای راهنمایی شده نزدیک نباشد، این پیکسل بصورت کلاس "دیگر" طبقه‌بندی می‌شود. در این روش هر پیکسل از تصویر بعنوان یکی از کلاسهای هدف یا بعنوان کلاس "دیگر" طبقه‌بندی می‌شود و یک نقشه طبقه‌بندی با رنگهای متفاوت برای هر کدام از کلاسها تولید می‌شود. در هر برنامه طبقه‌بندی راهنمایی شده یا راهنمایی نشده، نقشه طبقه‌بندی حاصله از رنگهای مجزایی تشکیل می‌شود که هر کدام از کلاسهای هدف مجزا برای مناطق آموزشی توسط کاربر مشخص می‌شود.

مزیت طبقه‌بندی حداقل فاصله میانگین سادگی آنست ولیکن عیب آن چشم پوشی از واریانس هر کلاس راهنمایی شده است، بدین معنی که مشکل پراکنش پیکسلها (ابر پیکسلها) نادیده گرفته می‌شود. در این روش فقط میانگین کلاس که سنجش بین کلاسها است، بکار گرفته می‌شود. ممکن است پیکسلی متعلق به کلاسی باشد که به میانگین کلاس دیگر نزدیکتر از میانگین کلاس خودش باشد. این شرایط بویژه برای کلاسهایی با شکل کشیده نظیر کلاس ۱ در شکل ۳-۱۹ صادق است. اگر پیکسل U اتفاقاً در گوشه پایین سمت راست کلاس ۱ قرار داشته باشد، این پیکسل اشتباهاً به کلاس ۲ نسبت داده می‌شود زیرا به میانگین کلاس ۲ نزدیکتر از میانگین کلاس ۱ است.

روش متوازی‌السطوح^۱ ساده‌ترین نوع طبقه‌بندی راهنمایی شده است که واریانس هدف را در نظر می‌گیرد و اغلب بند AND نامیده می‌شود. در این روش، مشخصه طیفی یک کلاس هدف از مقدار حداکثر و حداقل اعداد DN یافت شده در منطقه آموزشی برای هر باند طیفی تشکیل می‌شود. برای مثال، اگر برای مجموعه آموزشی قرمز تریاس (که گروه پیکسلهای مشخص شده متعلق به رخنمون طبقی قرمز تریاس می‌باشد) مجموعه داده چندطیفی تنها با سه باند طیفی موجود باشد، گستره DN باند ۱، بین ۱۸-۱۰؛ باند ۲، بین ۳۲-۲۱؛ و باند ۳، بین ۴۲-۳۵ خواهد بود.

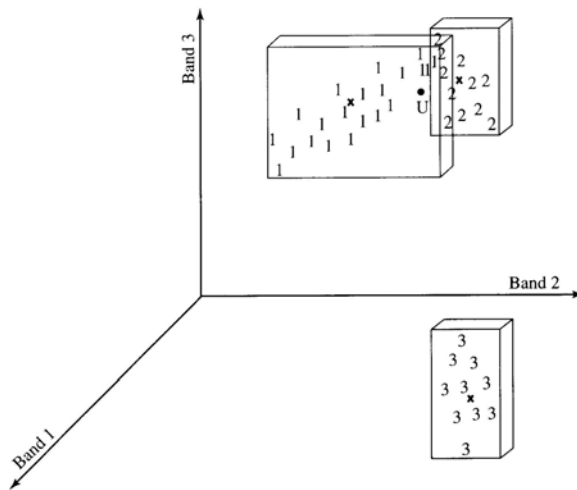
روش متوازی‌السطوح، برای هر پیکسلی در تصویر عدد $DN(1)$ یک پیکسل مشخص را بمنظور پی بردن به وجود یا عدم وجود آن در گستره ۱۸-۱۰ بررسی می‌کند و در صورت وجود آن در این گستره؛ $DN(2)$ را جهت قرار داشتن در گستره ۴۲-۳۵ بررسی می‌کند و در صورت مثبت بودن، $DN(3)$ این پیکسل در گستره ۴۲-۳۵ بررسی می‌شود. اگر نتیجه هر سه بند مثبت باشد، پیکسل مربوطه بعنوان عضوی از کلاس هدف لایه قرمز تریاس طبقه‌بندی می‌شود و

شماره کلاس هدف به آن نسبت داده می‌شود. اگر نتیجه هر کدام از بندهای AND منفی باشد، پیکسل مربوطه عضوی از کلاس ۱ نخواهد بود و مشابهاً برای عضویت در کلاسهای دیگر با استفاده از بررسی گستره DN آن برای هر باند طیفی بررسی می‌شود. اگر نتیجه آزمایش بند AND این پیکسل برای تمامی کلاسهای هدف منفی باشد، با عددی تحت عنوان کلاس هدف "دیگر" مشخص می‌شود. چون گستره‌های $DN(i)$ متفاوت هر n باند طیفی حجمی با اضلاع موازی در فضای طیفی n بعدی تشکیل می‌دهد؛ منطق بند AND روش متوازی‌السطوح نامیده می‌شود. متوازی‌الاضلاع معادل متوازی‌السطوح در دو بعد می‌باشد.

شکل ۳-۲۰-الف دیاگرامی مشابه شکل ۳-۱۹ را نشان می‌دهد که $DN(i)$ حداکثر و حداقل یک متوازی‌السطوح را در اطراف کلاسهای هدف تشکیل می‌دهند. در روش فوق مشخص می‌شود که U در محدوده یکی از این متوازی‌السطوح قرار می‌گیرد. اگر چنین باشد، پیکسل مربوطه به یکی از کلاسهای هدف و در غیر اینصورت به کلاس "دیگر" یا کلاس شماری ۷ نسبت داده می‌شود. شکل ۳-۲۰-ب یک مجموعه داده کمی متفاوت از شکل ۳-۲۰-الف را برای سه کلاس طیفی متفاوت نشان می‌دهد. توجه داشته باشید که در شکل ۳-۲۰-ب بعضی کلاسها با یکدیگر همپوشانی دارند و متوازی‌السطوح آنها همدیگر را قطع می‌کنند. چه باید کرد؟ دو راه حل ساده برای این معما وجود دارد. یکی از آنها طبقه‌بندی U بعنوان اولین هدف کلاس آزمایش شده‌ای است که در درون متوازی‌السطوح مربوطه قرار می‌گیرد. در صورتیکه کلاسهای هدف به ترتیب کاهش احتمال وقوع در تصویر آزمایش شوند، این روش باعث ایجاد حساسیت‌هایی می‌شود زیرا کلاس دارای بیشترین احتمال، پیکسلهای ناشناخته را در ناحیه همپوشانی به بخشهای مساوی است که هر کلاس دربرگیرنده نزدیکترین بخش می‌باشد. بنابراین، اگر کلاس ۲ دارای گستره‌ای در $DN(2)$ برابر ۲۰-۱۵ و کلاس ۳ دارای گستره‌ای از $DN(2)$ برابر ۱۶-۱۱ باشند، گستره‌های $DN(2)$ کلاس آنها برای کلاس ۲ به ۲۰-۱۶ و برای کلاس ۳ به ۱۱-۱۵ تغییر می‌کند، و بهمین ترتیب برای $DN(i)$ های دیگر ادامه می‌یابد.

همانطور که در بخش قبلی همین فصل نشان داده شد، نسبتهای طیفی مجزا از تغییرات روشنایی خورشیدی و عبور جوی^۱ می‌باشند. بنابراین، نسبت به مقادیر شدت (روشنایی تصویر) باندهای منفرد دارای تأثیر بیشتری هستند. بدین ترتیب استفاده از نسبتهای طیفی بعنوان ورودی الگوریتمهای طبقه‌بندی چندطیفی برای کلاسهای هدفی که در آنها رنگ، شاخص

منحصربفردتری نسبت به روشنایی است، موثرتر می‌باشد. بعنوان مثال، اکسیدهای آهن، یک کلاس هدف می‌باشند که در آنها رنگ منحصربفردتر از روشنایی است. موقعیکه نسبت طیفی بعنوان یک مرحله پیش- پردازش انجام شود، و در پی آن طبقه‌بندی متوازی‌السطوح صورت گیرد، روش طبقه‌بندی چندطیفی حاصله که بند AND نسبتهای طیفی است، بند نسبت منطقی نامیده می‌شود.



شکل ۳-۲۰) طبقه‌بندی متوازی‌السطوح. الف- دیاگرامی همانند شکل ۳-۱۹ با فضای n بعدی به بخشهای متوازی‌السطوح تقسیم شده که لبه‌هایی موازی محورهای باند ۱، ۲ و ۳ دارند. در اینجا، روش طبقه‌بندی متوازی‌السطوح پیکسل ناشناخته (U) را بعنوان عضوی از کلاس ۱ طبقه‌بندی کرده است. ب- دیاگرامی مشابه با این تفاوت که پیکسلهای کلاس ۲ با پیکسلهای کلاس ۳ همپوشانی دارند. این همپوشانی با قراردادن مرز بین دو کلاس در وسط ناحیه همپوشانی در هر باند طیفی برطرف می‌شود.

موقعیکه عبارت $q(i,j)C(i,j)$ معادله ۳-۱۱ تعیین شده باشد کاربر می‌تواند $\rho(i)/\rho(j)$ طیف آزمایشگاهی یا میدانی را بعنوان منطقه آموزشی مورد استفاده قرار دهد. در این حالت مقادیر حداکثر و حداقل هر نسبت طیفی (که بند AND را برای آن نسبت طیفی تعریف می‌کند)

می تواند ۵ درصد کمتر و یا ۵ درصد بیشتر از میانگین مقدار نسبت طیفی برای کلاس هدف از طیفی آزمایشگاهی یا میدانی در نظر گرفته شود. افزایش واریانس از ۵ درصد به ۱۰ درصد (یا مقدار بیشتر) معمولاً منجر به تشخیص کلاسه‌های هدف بیشتری می‌شود، اما افزایش مشخصه طیفی احتمالاً منجر به ایجاد اختراهای نادرست بیشتری می‌شود. مثالی از کاربرد نسبت‌های بازتابندگی طیف آزمایشگاهی برای طبقه‌بندی متوازی‌السطوح با ورودی‌های نسبت طیفی، توسط آر.دی. دیلمان^۱ و آر.کی. وینسنت^۲ (۱۹۷۴) برای داده‌های هوابرد جمع‌آوری شده نزدیک چشمه‌های هالوران^۳، کالیفرنیا توسط یک پویشر چندطیفی ارائه شده است. در مقاله مذکور، الگوی طبقه‌بندی بند نسبت منطقی^۴ (RAGAL) نامیده شده است. این الگو با افزایش داده‌های حسگرهای فوق طیفی با باندهای طیفی متعدد و باریک اهمیت خواهد یافت. دسترسی به این داده‌ها مرتباً افزایش می‌یابد زیرا امکان انتخاب باندهای طیفی که در مجاورت و منطبق با باندهای جذبی کانیها، سنگها و خاکهای هدف می‌باشد، وجود خواهد داشت و در نتیجه آن مشخصه طیفی منحصر بفردتری از هدف در دسترس خواهد بود. بعلاوه این شکل از طبقه‌بندی متوازی‌السطوح از نظر محاسباتی سریعتر از دیگر الگوهای توصیف شده در این بخش می‌باشد.

الگوی طبقه‌بندی مشابه دیگری وجود دارد که تجزیه تشخیصی مضاعف^۵ نامیده می‌شود و مستلزم تبدیل مولفه کانونی نواحی آموزشی برای تمامی کلاسه‌های هدف و مقدم بر کاربرد روش متوازی‌السطوح می‌باشد. مولفه‌های کانونی^۶، مشابه با محورهای مولفه‌های اصلی توصیف شده در بخش قبل هستند که در آن n مولفه کانونی عمود بر هم وجود دارد (که n تعداد باندهای طیفی است) که همگی بر یکدیگر عمود هستند و محاسبه ریاضی هر دو با الگوریتم مشابه انجام می‌شود. به هر حال، ورودیهای بکار رفته برای محاسبه مولفه‌های اصلی، پیکسل‌های موجود در تصویر هستند (یا مجموعه‌ای اتفاقی از پیکسلها) در صورتیکه ورودیهای مولفه‌های کانونی دقیقاً پیکسل‌های کلاسه‌های هدف راهنمایی شده می‌باشند. بجای تصویرگیری هر مولفه اصلی (یا کانونی)، بصورتیکه در تصویرگیری مولفه اصلی انجام می‌شود، گستره‌های هر مولفه کانونی برای هر کدام از کلاسه‌های هدف دارای بند AND می‌باشند. شکل ۳-۲۱

1 - R.D.Dillman

2 - R.K.Vincent

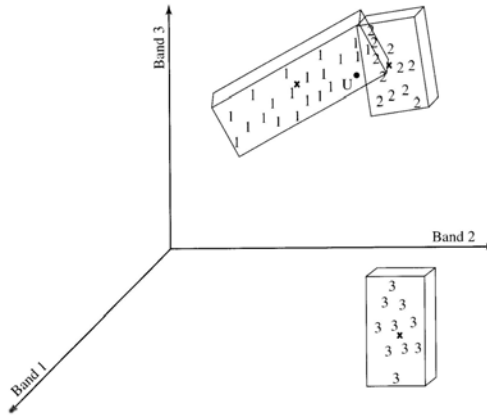
3 - Halloran

4 - Ratio Gating Logic

5 - Multiple Discriminant Analysis

6 - Canonical Components

متوازی‌السطوح‌هایی را نشان می‌دهد که برای کلاسهای هدف شکل ۳-۱۸ تشکیل شده‌اند. پیکسل ناشناخته U بعنوان عضوی از کلاس هدف شماره ۱ طبقه‌بندی می‌شود. مزیت تجزیه تشخیصی مضاعف به روش متوازی‌السطوح ساده اینست که در این روش بدلیل اینکه مولفه‌های کانونی کلاسهای هدف را بهتر جدا می‌کنند و دقت طبقه‌بندی بیشتر است. با وجود این، چون مولفه‌های کانونی به کلاسهای هدف با تأثیر متقابل به یکدیگر وابسته هستند و با اضافه یا کم شدن یک کلاس هدف مجموعه متفاوتی از مولفه‌های کانونی حاصل می‌شود؛ و متقابلاً تغییر تعداد کلاسهای هدف در روش متوازی‌السطوح اثری ندارد و از این رو کلاسهای هدف در این روش بر یکدیگر تأثیری ندارند (هر کدام مستقل می‌باشند). کامپیوتر زمان یکسانی را برای انجام روشهای تجزیه تشخیصی مضاعف و متوازی‌السطوح ساده صرف می‌کند.



شکل ۳-۲۱) تبدیل مولفه‌های کانونی. دیاگرامی مشابه شکل ۳-۱۸ با فضای n بعدی تقسیم شده به متوازی‌السطوح‌هایی که به مختصات کانونی قبل از طبقه‌بندی متوازی‌السطوح تبدیل شده‌اند. لبه‌های متوازی‌السطوح‌ها موازی با محورهای مولفه‌های اصلی مناطق آموزشی در جهت بیشترین واریانس مناطق آموزشی می‌باشد.

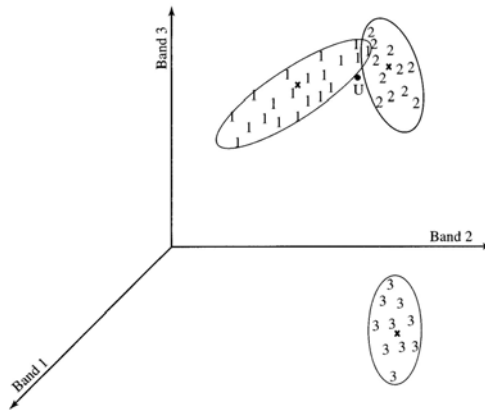
حداکثر احتمال^۱ (هال،^۲ ۱۹۷۹) یک الگوریتم طبقه‌بندی چندطبقه پیچیده‌تر است که بجای متوازی‌السطوح‌ها، بیضوی‌های n بعدی برای هر کلاس هدف تولید می‌کند. در شکل ۳-۲۲ حالت سه بعدی ($n=3$) مشابه شکل ۳-۱۸ نشان داده شده است. بیضوی n بعدی برای هر کلاس هدف بصورتی محاسبه می‌شود که دربرگیرنده ۹۵ درصد (یا مقدار انتخابی دیگری) از

1 - Maximum Likelihood

2 - Hall

پیکسل‌های مناطق آموزشی بوده و احتمال فرارگرفتن هر پیکسل جدید در بیضوی متعلق به کلاس هدف ویژه، ۹۵ درصد باشد. بیضوی‌ها در یک فضای چندطیفی در اطراف یک کلاس هدف نسبت به متوازی‌السطوح‌ها کارآیی بهتری دارند زیرا گوشه بیضوی‌ها گرد است و در نتیجه حجم کلی مشخصه‌های طیفی کلاسهای هدف در فضای n بعدی کاهش می‌یابد. حداکثر احتمال بویژه در مواقعی مفید است که بیضوی‌های دو یا چند کلاس هدف متفاوت در فضای چندطیفی n بعدی همپوشانی دارند زیرا بمنظور وابستگی خودکار یک پیکسل در ناحیه هدف به هر یک از کلاسها، یک آزمایش آماری انجام می‌گیرد. عامل وزنی هر کلاس هدف که به این طبقه‌بندی افزوده شده است، برابر با انتظار وقوع و یا ارزش آن در تصویر می‌باشد و در اینصورت طبقه‌بندی حداکثر احتمال را به طبقه‌بندی بیزیان^۱ تبدیل می‌کند. عامل وزنی کلاسها باعث افزایش دقت طبقه‌بندی پیکسلها در ناحیه همپوشانی بیضوی‌های هدف می‌شود.

روش طبقه‌بندی حداکثر احتمال و بیزیان هر دو در عمل دارای محدودیتهایی هستند. یک محدودیت اینست که الگوریتمهای حداکثر احتمال و بیزیان نیاز به پیکسلهای کافی در یک منطقه آموزشی دارند تا بتوان یک منحنی تجمع گوسی^۲ از بین آنها عبور داد؛ و این در صورتی است که بعضی از هدفها بقدری کوچک باشند که تنها به چند پیکسل، یا حتی گاهی اوقات به یک پیکسل محدود می‌شوند.



شکل ۳-۲۲) طبقه‌بندی حداکثر احتمال. دیاگرامی مشابه شکل ۳-۱۸ با بیضوی‌های مشخص‌کننده فضای طبقه‌بندی هدف موقعیکه طبقه‌بندی حداکثر احتمال بکار گرفته می‌شود. در اینجا پیکسل ناشناخته بعنوان کلاس "دیگر" طبقه‌بندی می‌شود و عضو هیچکدام از سه کلاسهای هدف نمی‌باشد.

1 - Bayesian Classifier
2 - Gaussian Population Curves

مثالهای این موارد رخنمونهای سنگی همراه با نهشته‌های کانی، یا نواحی محدود متأثر از نشت آلوده‌کننده‌ها می‌باشد. طبقه‌بندی بیزیان یا حداکثر احتمال در صورتی کارآ است که هر کلاس هدف دارای حداقل $n+1$ پیکسل (n تعداد باندهای طیفی می‌باشد) باشد. چنین مناطق آموزشی پراکنده‌ای با هیچکدام از این دو روش پیچیده کار نخواهند کرد.

محدودیت دیگر که با تجزیه تشخیصی مضاعف مشترک می‌باشد، اینست که روش حداکثر احتمال و بیزیان، کلاسه‌های هدف را با الگوی تأثیر متقابل بر یکدیگر بصورتی تحت عمل قرار می‌دهد و تغییر یک منطقه آموزشی مستلزم محاسبه مجدد تمامی بیضوی‌های n بعدی برای تمامی کلاسه‌های هدف می‌باشد. محدودیت نهایی اینست که طبقه‌بندی حداکثر احتمال و بیزیان نسبت به طبقه‌بندی متوازی‌السطوح یا تجزیه تشخیصی مضاعف، مستلزم صرف زمان بیشتری توسط کامپیوتر (تا بیش از ۱۰ برابر) می‌باشند. این تفاوت در زمان صرف شده با افزایش تعداد باندهای طیفی تا حد بسیار بیشتری افزایش می‌یابد.

روش متوازی‌السطوح، بویژه با ورودی‌های نسبت طیفی و روش تجزیه تشخیصی مضاعف نسبت به روش‌های حداکثر احتمال یا بیزیان با داده‌هایی از حسگرهای چندطیفی دارای ۶ یا تعداد بیشتری باند طیفی مثل لندست TM عملی‌ترین روش‌های طبقه‌بندی راهنمایی شده برای نقشه‌برداری زمین‌شناسی می‌باشند. هیچکدام از روش‌های طبقه‌بندی حداکثر احتمال یا بیزیان برای کاربردهایی نظیر اکتشاف کانیها مناسب نیستند.

تمامی الگوهای طبقه‌بندی راهنمایی شده مذکور، وابسته به تشخیص ماهیت کلاسه‌ها توسط کاربر و انتخاب گروه پیکسل‌هایی (یک منطقه آموزشی) است که معرف هر کدام از کلاسه‌های هدف می‌باشند. مشخصات چندطیفی کلاسه‌های تعیین شده استخراج می‌شود و باقیمانده تصویر بعنوان یکی از کلاسه‌های تعیین شده یا کلاس "دیگر" طبقه‌بندی می‌شود. روش دیگری نیز وجود دارد که طبقه‌بندی راهنمایی نشده^۱ یا دسته‌بندی^۲ نامیده می‌شود که در آن مقادیر $DN(i)$ پیکسل‌های انتخاب شده بصورت اتفاقی در فضای n بعدی ترسیم می‌شوند (برای n باند طیفی) و دسته پیکسل‌های مشابه از لحاظ طیفی با روش‌های ریاضی مشخص می‌شوند. مشخصات چندطیفی این دسته‌ها استخراج می‌شود و در صورتیکه تعداد دسته‌ها به دلایل موجهی محدود شده باشد، تمامی پیکسل‌های تصویر بعنوان یکی از دسته‌ها و یا بعنوان "دیگر" طبقه‌بندی می‌شود.

1 - Unsupervised

2 - Clustering

معمولترین روش دسته‌بندی که مستلزم تعیین تعداد دسته‌های طبقه‌بندی شده توسط کاربر می‌باشد (گاهی اوقات بصورت مبهم راهنمایی شده نامیده می‌شود) تقریب میانگین K نامیده می‌شود. دومین مرحله، نسبت دادن هر پیکسل تصویر به دسته‌ای است که بردار میانگین آن به بردار n بعدی آن به پیکسل نزدیکتر است. این فرآیند مشابه روش حداقل فاصلی میانگین می‌باشد. بردارهای میانگین مجدداً با تجدیدنظر، بصورتی که مجموع مربع فواصل از تمامی پیکسلها در یک دسته به مرکز دسته جدید حداقل شود، محاسبه می‌شوند و تصویر مجدداً طبقه‌بندی می‌گردد. این روش تا زمانیکه تغییر بردارهای میانگین کلاس در بین مراحل تکرار متوقف شود، تکرار می‌گردد. با وجودیکه الگوریتم میانگین K عملاً به یک نقطه ختم نمی‌شود، ولیکن امکان انتخاب حد فوقانی عملی و یا حداکثر تعداد تکرارها، برای کاربر وجود دارد.

همچنین، امکان دسته‌بندی خودکار بدون نیاز به انتخاب تعداد دسته‌ها از سوی کاربر وجود دارد. اگر دسته‌بندی اولیه مطابق با روش میانگین K و با تخمین تعداد دسته‌ها صورت گیرد، کاربر می‌تواند الگوریتم طبقه‌بندی $iso2$ (سوئر^۱ و کوچنر^۲، ۱۹۹۲) را بر روی مراکز دسته‌های میانگین K بکار برد تا روش میانگین $iso2/K$ بصورت خودکار در یک نقطه متوقف شود. الگوریتم $iso2$ دسته‌هایی را که اعضای آن (تعداد پیکسلهای عضو) کمتر از آستانه تعیین شده توسط کاربر باشد، حذف می‌کند و دسته‌هایی را که از یک فاصله حداقل معین کمتر باشند با هم ترکیب می‌کند. تکه‌تکه کردن و ترکیب کردن نسبت به مجموعه داده انجام می‌شود و بنابراین الگوریتم $iso2$ معمولاً مفیدتر و تقریباً خودکار می‌باشد. در آخرین مرحله، تصویر بصورت خودکار به کلاسهای نهایی طبقه‌بندی می‌شود. این روش بعنوان روش راهنمایی نشده در نظر گرفته می‌شود زیرا نیازی به انتخاب مناطق آموزشی یا تعداد دسته‌ها از سوی کاربر نیست. به هر حال، پس از تکمیل طبقه‌بندی راهنمایی نشده، کاربر بایستی با مقایسه پیکسلهای یک دستی مشخص با شواهد میدانی حاصل از مسافرتها میدانی یا نقشه‌های زمین‌شناسی هر دسته طیفی را شناسایی کند. گاهی شناسایی هر دسته با آزمایش مقدار DN میانگین هر باند طیفی برای هر کدام از کلاسها و مقایسه مقادیر آنها با طیف بازتابندگی آزمایشگاهی یا میدانی مشخص می‌شود. اگر بجای شدت باندهای منفرد از نسبتهای طیفی بعنوان ورودی الگوریتمهای میانگین K و $iso2$ استفاده شود، انجام این مقایسه ساده‌تر است.

1 - Sauer

2 - Koehnner

مزایای دسته‌بندی؛ ماهیت خودکار آن و جدایش دسته‌ها مطابق با خصوصیات طیفی مشابه در تمامی n باند طیفی است؛ در صورتیکه طبقه‌بندی راهنمایی شده تنها از مشخصاتی استفاده می‌کند که بر مبنای دید کاربر و محدود به ناحیه طول موج مرئی می‌باشد. تعیین ماهیت دسته‌ها پس از تکمیل طبقه‌بندی و صرف مدت زمان زیادی توسط کامپیوتر برای طبقه‌بندی (چندین ساعت برای یک چارچوب کامل لندست با یک کامپیوتر شخصی) از معایب این روش هستند. کامپیوتر برای روش میانگین $iso2/K$ نسبت به روش متوازی‌السطوح و حتی نسبت به روش حداکثر احتمال زمان بیشتری صرف می‌کند.

بعلاوه، یک عیب کلی در مورد کل روشهای طبقه‌بندی چندطیفی در کاربردهای سنجش از دور در زمین‌شناسی وجود دارد. معمولاً اهداف زمین‌شناسی و رخنمون سنگها و خاکها، بصورت عادی تغییرپذیری قابل توجهی را در پوشش گیاهی و ترکیب شیمیایی هر کلاس هدف نشان می‌دهند و اغلب می‌توانند بصورت تدریجی به دیگر سنگها یا خاکهای مجاور تبدیل شوند. این خصوصیت، تهرنگ پیوسته‌ای در تصاویر مرکب رنگی بوجود می‌آورد و بنابراین تصاویر نسبت رنگی برای تفسیر مرزهای بین واحدهای سنگ‌شناسی مناسبتر می‌باشند. نقشه‌های طبقه‌بندی چندطیفی (که گاهی نقشه‌های تشخیصی خودکار نامیده می‌شود) تصویر را به تعدادی کلاسهای هدف مجزا و معدود تقسیم می‌کنند. معمولاً، تقسیم بین واحدهای سنگ‌شناسی مجاور در پیکسلهای کلاسهای "دیگر" (که معمولاً مخلوطی از کلاسها می‌باشند) بین واحدهای مجاور در روی زمین کامل نیست. اگر مشخصه‌های طیفی واحدهای مجاور بمنظور متصل کردن واحدهای مجاور نقشه طبقه‌بندی چندطیفی بسط داده شوند، عملکردهای نادرست بسیاری در باقیمانده تصویر رخ خواهد داد.

به هر حال، دو کاربرد عمده روشهای طبقه‌بندی چندطیفی برای زمین‌شناسان، طبقه‌بندی پوشش گیاهی برای مدلهای هرزآب سطحی و بررسی رخنمونهای کلاسهای هدف منحصربفرد از لحاظ طیفی مثل محصولات آلتراسیون هیدروترمال^۱ (نظیر آلونیت^۲) برای اکتشاف فلزات قیمتی یا لایه‌های کلیدی (نظیر لایه‌های قرمز) بمنظور نقشه‌برداری استراتیگرافی^۳ می‌باشد.

روشهای پردازش تصویر مکانی

اطلاعات مکانی که می‌تواند به تنهایی از یک باند طیفی حاصل شود، اطلاعات ذی‌قیمتی در مورد ساختارهای سطحی در اختیار زمین‌شناسان قرار می‌دهد. نقشه‌برداری ساختمانی کاربرد ویژه‌ای در اکتشاف نفت، آبهای زیرزمینی، اکتشاف کانیها، زمین‌شناسی مهندسی و زمین‌شناسی محیط زیست دارد. به هر حال، اطلاعات مکانی صرفاً از دوربینها، آرایه‌های خطی و یا پوششگرها بدست نمی‌آیند. الگوریتمهای خودکار پردازش تصویر مکانی می‌توانند اطلاعات مفیدی درباره ساختمان زمین‌شناسی از داده‌های ژئوفیزیکی (داده‌های توپوگرافی، مغناطیسی، لرزه‌ای و گرانی‌سنجی) استخراج کنند، که بیست سال پیش بعنوان تواناییهای پردازش تصویر در نظر گرفته نمی‌شدند.

مهمترین کاربرد پردازش تصویر مکانی مستلزم تصحیح هندسی، فیلتر کردن مکانی و طبقه‌بندی بافتی است. بطور کلی سه نوع ویژه کاربرد پردازش تصویر مکانی برای سنجش از دور در زمین‌شناسی وجود دارد که در این قسمت توضیح داده می‌شوند. این سه نوع کاربرد عبارتند از: نقشه‌برداری خودکار صور خطی، تصویربرداری ژئوفیزیکی و نقشه‌برداری خودکار ارتفاعی از جفت تصاویر استریو^۱ که بخشی از زمینه مطالعاتی فتوگرامتری رقومی^۲ می‌باشد.

نقشه‌برداری صور خطی که در طول اثرات پدیده‌های سطح زمین انجام می‌شود، یکی از اولین کاربردهای داده‌های تصاویر گرفته‌شده از هوانوردها و ماهواره‌ها در زمین‌شناسی می‌باشد. این نقشه‌برداری در ابتدا با تفسیر عکسهای هوایی بصورت دستی انجام می‌شد. نقشه‌برداری خودکار صور خطی جایگزینی برای نقشه‌برداری دستی صور خطی نیست، ولیکن روشی سریع می‌باشد که اطلاعات آماری در مورد چگالی شکستگیها (نظیر طول تجمعی شکستگیها در واحد سطح) در اختیار کاربر قرار می‌دهد و روند عمومی ساختمانهای زمین‌شناسی را نشان می‌دهد. نقشه‌های پربندی^۳ حاصل از داده‌های توپوگرافی، مغناطیسی، لرزه‌ای و گرانی‌سنجی برای مدت زمان طولانی ابزارهای استاندارد نقشه‌برداری ساختمانهای زمین‌شناسی زیرسطحی بوده‌اند. در کاربردهای مذکور توپوگرافی سطحی برای تصحیح داده‌های گرانی و لرزه‌ای بکار می‌رود. در سال ۱۹۷۰، امکان تولید نقشه‌های سایه‌دار برجسته که بعداً تصاویر گردایان جهت‌دار آشکارسازی شده نامیده شدند، از داده‌های توپوگرافی تهیه شد. چندین سال بعد به روشی

1 - Stereo Pair Images

2 - Digital Photogrametry

3 - Contour Map

مشابه داده‌های مغناطیسی، لرزه‌ای و گرانی در یک شبکه همگن بصورت نقشه درآورده شدند. از آن به بعد، تصویربرداری ژئوفیزیکی چهار نوع داده مذکور بعنوان یک ابزار اکتشافی و تحقیقاتی مهم مورد استفاده قرار گرفت. دید استریو غیرخودکار جفت تصاویر، اولین روش برای نقشه‌برداری ساختمانهای زمین‌شناسی بویژه ساختارهایی با اثرات سه‌بعدی سطحی بودند. دید استریو نیمه‌خودکار مهمترین وسیله برای تولید نقشه‌هایی با مقیاسهای متفاوت می‌باشد. فتوگرامتری رقومی، شامل تولید خودکار عکسهای رقومی و مدل‌های ارتفاعی رقومی^۱ (DEM) فن‌آوری است که جایگزین نقشه‌برداری و سنجش از دور خواهد شد. خودکارسازی فرآیند استخراج داده‌های ارتفاعی از هر تیکسل یک جفت عکس استریو رقومی شده، یکی از کاربردهای پیشرفته و مهم فتوگرامتری در نقشه‌برداری ساختمانهای زمین‌شناسی دارای اثرات سطحی، و چندین کاربرد دیگر می‌باشد.

الف- نقشه‌برداری خودکار صور خطی

روشهای خودکار بدلیل عدم وجود درک مصنوعی لازم برای جدایش خودکار صور خطی همراه با شکستگیهای مهم احتمالاً هیچوقت جایگزین تفسیر صور خطی عکسها نخواهند شد. با وجود این، کلاسی از نقشه‌برداری شکستگیها وجود دارد که برای نقشه‌برداری خودکار مناسب‌تر از تفسیر چشمی عکسهاست و در آن نقشه‌برداری با بررسی آماری روند شکستگیهای مهم انجام می‌شود. موقعیکه شکستگیها برای کسب اطلاعات روند ساختمان ناحیه‌ای بصورت آماری بررسی می‌شوند، اهمیت یک شکستگی خاص کمتر از اهمیت تعداد شکستگیهایی است که در جهتی خاص امتداد دارند.

در نظر گرفتن تفاوت بین یک پدیده خطی و یک شکستگی حائز اهمیت است. یک پدیده خطی بصورت یک خط راست می‌باشد. بعضی از این صور خطی، اثرات سطحی واقعی شکستگیهای پوسته زمین هستند و بعضی از آنها مؤید چنین موضوعی نیستند. جاده‌ها، خطوط انتقال نیرو، حاشیه‌های خطی جنگلها و دیگر صور خطی ساخت بشر هیچ ارتباطی با گسلها ندارند و باید از روندهای ساختمانی حذف شوند. اکثر صور خطی ساخت بشر باریکتر از صور خطی همراه شکستگیها هستند و اکثراً در جهات شمال- جنوب و شرق- غرب قرار می‌گیرند و می‌توانند توسط روشهای پردازش فضایی خودکار تشخیص داده شوند. تشخیص دیگر صور

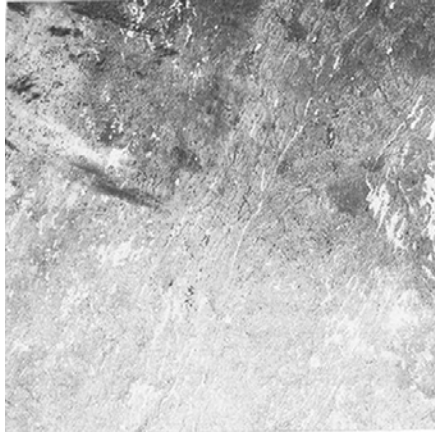
خطی بویژه در نواحی شهری قبل از اینکه نتایج نقشه برداری خودکار صور خطی برای اهداف آماری مرتبط با روندهای ساختمانی مورد استفاده قرار گیرند، به ویرایش کمتری احتیاج دارند. نرم افزارهای پردازش تصویر تجاری، تصویر رقومی را که یک ماتریس رستر از داده‌های روشنایی است، به آرایی مربعی تقسیم می‌کند که اندازه این آرایه توسط کاربر انتخاب می‌شود. هر کدام از این چارچوبهای کوچک بصورت مجزا برای صور خطی بررسی می‌شوند. در صورتیکه یک پدیده خطی کوتاهتر از چارچوب کوچک مربوطه باشد، امتداد داده می‌شود تا این چارچوب را قطع کند و اگر بزرگتر از اندازه چارچوب باشد، در چند چارچوب مجاور و بصورت گروهی از قطعات خطی کوچکتر نشان داده می‌شوند. اندازی چارچوب در عمل بصورتی انتخاب می‌شود که با طول تقریبی شکستگیهای نقشه برداری شده برابر باشد. محل یک پدیده خطی از تطابق هر کدام از داده‌های چارچوبهای کوچک تصویر با مدل خطی (به شکل ماتریس) بررسی می‌شود. این مدل اصولاً یک تابع مرحله‌ای دو بعدی با سمت مشابه و جهت همانند صور خطی بررسی شده می‌باشد. یک پدیده خطی در صورتی قابل تشخیص است که بزرگی تصحیح بیش از آستانه ویژه تعیین شده از طرف کاربر باشد. کاربر می‌تواند با تغییر آستانه تصحیح لازم برای تشخیص یک پدیده خطی، درجه اهمیت صور خطی نقشه برداری شده را کنترل کند. صور خطی با ضرایب تصحیح بالاتر (مثبت یا منفی) درجه اهمیت بیشتری دارند. آشکارسازی یک پدیده خطی، به انحراف استاندارد ادخال زمینه در مقادیر همبستگی^۱ محاسبه شده برای چارچوب مربوطه بستگی دارد. این نسبت متناسب با ریشه دوم اندازه چارچوب می‌باشد. بنابراین اگر پدیده خطی، کل چارچوب را در داده‌های واقعی قطع کند، صور خطی "ضعیف" (با تمایز روشنایی کمتر و در نتیجه درجه اهمیت کمتر) در چارچوبهای بزرگتر راحت تشخیص داده می‌شوند. در مقابل، تشخیص صور خطی کوتاهتر در چارچوبهای بزرگتر مشکل‌تر است. از این‌رو بین قدرت تفکیک مکانی و توانایی تشخیص صور خطی ضعیف یا پراکنده تفاوت عمده‌ای وجود دارد که می‌تواند در تشخیص اکثر صور خطی ساخت بشر (معمولاً باریک و با تمایز بالا) از صور خطی پراکنده که اکثراً همراه با شکستگیها هستند، مفید باشد.

نتیجه محاسبه آشکار سازی مکانی اغلب بصورت نقشه پربندی چگالی خطی نشان داده می‌شود که از داده‌های چگالی خطی محاسبه شده بصورت شبکه‌ای در چارچوب مربوطه تولید شده‌اند.

سپس مفسر می‌تواند نقشی پربندی چگالی خطی را برای یافتن روندهای سنگ شناختی یا ساختمانی ناحیه مورد بررسی مورد استفاده قرار دهد. اشکال ۳-۲۳ و ۳-۲۴ بترتیب باند ۵ (ناحیه طول موج قرمز مرئی) تصویر لندست MSS ناحیه لرانگ کانادا، و نقشه زمین‌شناسی عمومی همان ناحیه را که از نقشه‌های زمین‌شناسی قبلی گرفته شده است، نشان می‌دهند. مهمترین گسلها، بویژه در منطقه برشی^۱ نیدل فالز^۲ در تصویر لندست به سادگی قابل تشخیص نیستند. شکل ۳-۲۵ نقشه پربندی چگالی خطی ناحیه لرانگ را نشان می‌دهد. اعداد روی نقشه پربندی، تعداد پیکسلهای طول پدیده خطی در چارچوبهای تقسیم‌بندی شده‌ای هستند که با ضرب آنها در ۰/۳۶۵۹ می‌توانند به اندازه صور خطی بر حسب متر در کیلومتر مربع تبدیل شوند. شکل ۳-۲۶ تفسیر دستی نقشه پربندی چگالی خطی است که در آن نواحی تیره‌تر چگالی بیشتری دارند. مقایسه اشکال ۳-۲۴ و ۳-۲۶ نشان می‌دهد که مهمترین مناطق گسلی، از جمله منطقه برشی نیدل فالز همراه با چگالی‌های زیاد خطی هستند (کوپلند^۳ و وینسنت، ۱۹۸۱). صور خطی مشخص شده را می‌توان بر حسب جهت جدا کرد که در نتیجه آن چگالی خطی جهت‌دار حاصل می‌شود و می‌توان از آنها برای تولید رز دیاگرامهای چارچوبهای متفاوت یا گروهی از چارچوبهای تصویر استفاده کرد. هر دو گروه این اطلاعات می‌تواند در تعیین مرزهای تغییر روندهای ساختمانی مفید می‌باشند. تغییر روند گاهی نشان‌دهنده مرزهای سنگ‌شناسی زیر سطح و یا نشان‌دهنده اطلاعاتی در ارتباط با تفاوت‌های جانبی تنش ساختمانی می‌باشند.

نقشه‌برداری خودکار صور خطی می‌تواند برای هر نوع از تصاویر رستر، از جمله تصاویر داده‌های توپوگرافی، مغناطیس و گرانی‌سنجی؛ که در ادامه توضیح داده خواهند شد؛ بکار برده می‌شوند. معمولاً آنالیز آماری صور خطی با نتایج صور خطی تفسیر شده عکسهای هوایی رقومی مورد استفاده قرار می‌گیرند. برای مثال، مارز^۴ و همکاران (۱۹۸۴) و مارتینسن^۵ و مارز (۱۹۸۵) روندهای مختلف صور خطی تفسیر شده عکسها را برای تعیین کنترل ساختار ناحیه‌ای و رخساره‌های حوزه رودخانه پاوردر^۶، وایومینگ^۷ و مونتانا^۸ مورد استفاده قرار دادند.

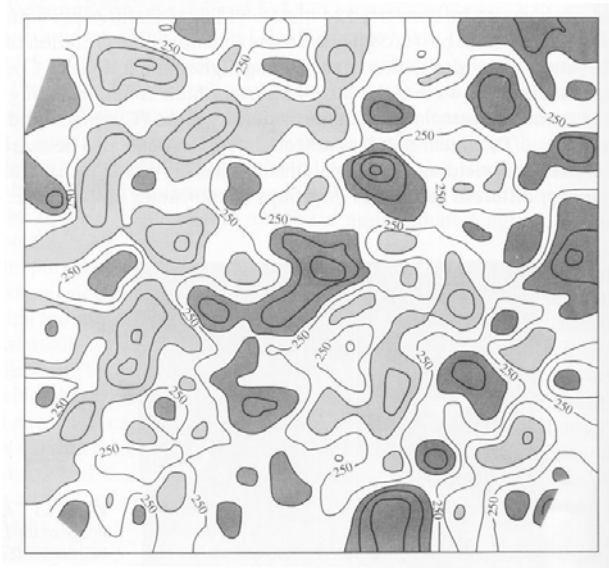
-
- 1 - Shear Zone
 - 2 - Needle Falls
 - 3 - Coupland
 - 4 - Marss
 - 5 - Martinsen
 - 6 - Powder
 - 7 - Wyoming
 - 8 - Montana



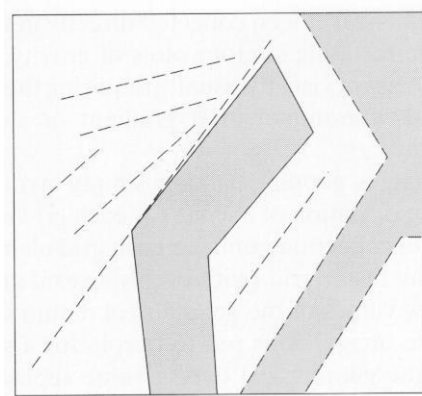
شکل ۳-۲۳) تصویر باند ۵ لندست MSS ناحیه لرانگ در شمالغرب تری توریز، کانادا. این تصویر ناحیه‌ای با ابعاد ۱۸۵×۱۸۵ کیلومتر را پوشش می‌دهد (کوپلند و وینست، ۱۹۸۱).



شکل ۳-۲۴) نقشه زمین‌شناسی عمومی ناحیه لرانگ، کانادا. نواحی ۱ تا ۵ در متن توضیح داده شده‌اند (ناحیه‌ای که در شکل ۳-۲۳ نشان داده شده است). خطوط تیره نشان‌دهنده گسل‌های شناسایی شده قبلی هستند (کوپلند و وینست، ۱۹۸۱).



شکل ۳-۲۵) نقشهٔ پربندی چگالی ناحیهٔ لرانگ، کانادا (ناحیه‌ای که در شکل ۳-۲۳ نشان داده شده است) که بصورت خودکار تولید شده است (کوپلند و وینسنت، ۱۹۸۱).



شکل ۳-۲۶) تفسیر دستی نقشهٔ پربندی چگالی خطی شکل ۳-۲۶. خط‌چینها روندهای عمدهٔ چگالی خطی هستند. ناحیهٔ تیره، نشان‌دهندهٔ چگالی خطی زیاد است (کوپلند و وینسنت، ۱۹۸۱).

ب- تصویربرداری ژئوفیزیکی

داده‌های مغناطیسی و گرانی‌سنجی جمع‌آوری شده بوسیله نقشه‌برداری مغناطیس‌سنجی هوایی و نقشه‌برداری گرانی‌سنجی هوایی یا زمینی در طول خطوط موازی یا نقاط اتفاقی جمع‌آوری می‌شوند. چنین داده‌هایی برای تولید نقشهٔ پربندی از نقاط داده‌ها با روشهای

برون‌یابی، جهت تعیین میدان مغناطیسی یا چگالی بین دو نقطه داده مورد استفاده قرار می‌گیرند. داده‌های توپوگرافی (ارتفاعات زمینی) مستقیماً به شکل نقشه‌های پربندی از عکسهای استریو حاصل شده‌اند. تفسیر بصری نقشه‌های پربندی حاصل از داده‌های گرانی‌سنجی، مغناطیسی یا توپوگرافی مشکل است و معمولاً نیازمند همکاری یک ژئوفیزیکدان یا فتوگرامتریست باتجربه می‌باشد.

اولین مرحله تصویربرداری داده‌های ژئوفیزیکی، تولید یک شبکه با فواصل مساوی و محاسبه مقداری برای هر عضو شبکه با برون‌یابی نزدیکترین نقاط جمع‌آوری داده با هر عضو شبکه می‌باشد. سپس تصویری از شبکه رستر حاصله تولید می‌شود (با فواصل مساوی بین اعضای شبکه در دو بعد) و داده ژئوفیزیکی با مقدار کم و زیاد در تصویر سیاه و سفید به ترتیب بصورت روشن تا تیره، و در تصویر رنگی بصورت قرمز تا رنگ پریده نشان داده می‌شود. در این نوع تصویر برش هم‌تراز مقدار داده ژئوفیزیکی جایگزین ترسیم خطوط پربندی می‌شود و فقط در حاشیه‌ها تفسیر ساده می‌شود. تعیین گرادیان داده‌های ژئوفیزیکی که مشکلترین بخش تفسیر نقشه‌های پربندی است، با این روش تصویربرداری به راحتی قابل انجام نیست.

اولین روش تصویربرداری جهت تفسیر راحت‌تر گرادیان در مورد داده‌های ارتفاعی رقومی بکار برده شده است. در سال ۱۹۷۵، آر.ام. باتسون^۱، ک. ادواردز^۲ و ای.ام. الیاسون^۳ از سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده برای تولید تصاویر برجسته سایه‌دار مدلهای ارتفاعی رقومی، یا DEM، که یک شبکه رستر (مقادیر داده مرتب شده در دو بعد) نقاط ارتفاعی را به تصویری با زاویه پایین خورشید یا تصویر رادار^۴ تبدیل می‌کرد، روش خاصی را ترویج دادند. در این روش امکان انتخاب سمت و زاویه ارتفاع بالای افق منبع روشنایی برای کاربر وجود داشت و الگوریتم، برجستگی سایه‌دار تصویری تولید می‌کرد که در آن شیب‌های توپوگرافی رو به منبع روشنایی بصورت روشن و شیب‌های مخالف آن بصورت تیره نشان داده می‌شدند. تصویر حاصله را می‌توان یک تصویر آشکارسازی شدی گرادیان جهت‌دار^۵ نامید. بالاترین گرادیانهای

1 - R.M. Batson

2 - K. Edwards

3 - E.M. Eliason

4 - Radar

5 - Directional Gradient – Enhanced Image

مثبت بصورت تیره و نواحی هموار (گرادیان نزدیک صفر) بصورت تهرنگ خاکستری نشان داده می‌شدند.

مثالهایی از تصاویر آشکارسازی شده گرادیان جهت‌دار داده‌های توپوگرافی در تصاویر بعدی نشان داده شده‌اند. شکل ۳-۲۷ یک تصویر آشکارسازی شده گرادیان جهت‌دار تولید شده از یک DEM با داده‌های فواصل ۱۰۰متری می‌باشد که ناحیه‌ای از البرز در شمال ایران را پوشش می‌دهد. موقعیت خورشید ۳۰ درجه بالای افق در شمالغرب (بالا سمت چپ) می‌باشد که در نتیجه شیبهای رو به شمالغرب روشن می‌باشند. DEM که شکل ۳-۲۷ از آن گرفته شده است، شبکه‌ای رستر با داده‌های ارتفاعی است که هر داده از داده مجاور خود در جهت X و Y، ۱۰۰متر فاصله دارد. به هر حال، اکثر مقادیر ارتفاعی اندازه گیری شده نیستند و بین خطوط پربندی ارتفاعی برون‌یابی شده‌اند. یک فایل داده‌های ارتفاعی رقومی با شبکه داده ۱۰۰متری در بخش شهری DEM سطح یک، و در سرویسهای نظامی^۱ DTED (برای داده‌های رقومی ارتفاعی زمینی) سطح یک نامیده می‌شود.



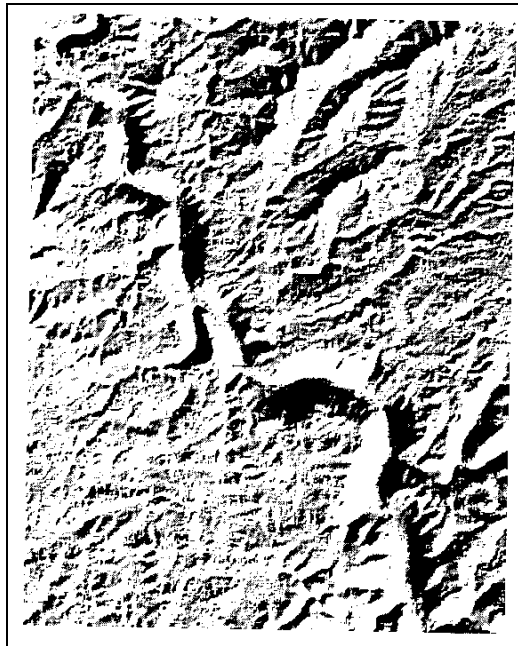
شکل ۳-۲۷) تصویر آشکارسازی شده گرادیان جهت‌دار (منبع روشنایی از گوشه پایین سمت راست، SE) ناحیه ای از البرز در شمال ایران. این تصویر از یک مدل ارتفاعی رقومی (DEM) با شبکه داده‌های با فواصل ۱۰۰متری تولید شده است.

DEM دقیق‌تری با شبکه داده‌ای به فواصل ۳۰ متری از ناحیه مورد نظر موجود است. شکل ۲۸-۳ یک تصویر آشکارسازی شده گرادیان جهت‌دار چارچوب مذکور است که در آن جهت خورشید شمال‌شرق و ۳۰ درجه بالای افق (گوشه بالا سمت راست) می‌باشد. رودخانه هراز بصورت مورب این تصویر را به دو نیم می‌کند. در شکل ۲۸-۳ جزئیات دقیق‌تری در مقایسه با همین ناحیه در گوشه پایین سمت راست نیمه غربی شکل ۲۷-۳ دیده می‌شود. شکل ۲۹-۳ تصویر آشکارسازی شده گرادیان جهت‌دار همان ناحیه را که خورشید در SE قرار دارد، نشان می‌دهد. مقایسه بین شکل ۲۸-۳ و ۲۹-۳ نشان می‌دهد که تصویر آشکارسازی شده گرادیان جهت‌دار در ابتدا صور خطی را آشکار می‌کند که جهت آنها عمود بر جهت خورشید است (جهتی که گرادیان محاسبه می‌شود). تمامی روندهای خطی که در ۴۵ درجه عمود بر سمت خورشید می‌باشند، بوضوح آشکارسازی می‌شوند و نشان‌دهنده قدرت تفکیک مکانی کافی آشکارسازی داده‌ها با این روش تصویرگیری می‌باشند. بنابراین استفاده از دو تصویر آشکارسازی شده گرادیان جهت‌دار با زوایای خورشید عمود بر هم، انتخابی مطمئن برای هر ناحیه‌ای از نقشه است زیرا تمامی روندهای خطی در یکی از این دو تصویر نشان داده می‌شوند. با استفاده از جفت تصاویر گرادیان جهت دار عمود بر هم یک زمین‌شناس می‌تواند تصویر ژئوفیزیکی را برای کسب اطلاعات ساختمانی بدون نیاز به همکاری یک مفسر داده‌های ژئوفیزیکی باتجربه، تفسیر کند.

انواع تصاویر ژئوفیزیکی که در فوق بحث شدند برای نقشه‌برداری ساختمانهای عمیق یا برای نقشه‌برداری مرزهای سنگ‌شناسی در پی‌سنگها بی‌نهایت مفید می‌باشند (هرمان^۱ و همکاران، ۱۹۹۱). در حقیقت تصویربرداری آشکارسازی گرادیان مغناطیس هوایی ارزان قیمت‌ترین ابزار برای تشخیص ساختمانهای زیرزمینی مناسب برای تجمع نفت و گاز در نواحی فلات قاره می‌باشند. اگر تصویربرداری ژئوفیزیکی قبل از جمع‌آوری داده‌های لرزه‌ای، که مستلزم صرف هزینه و وقت بسیار بیشتری هستند، انجام شود خطوط لرزه‌ای می‌توانند بگونه‌ای انتخاب شوند که مهمترین ساختمانهای زمین‌شناسی را در ناحیه مورد نظر دربرداشته باشند. بنابراین از نواحی وسیعی که شواهد کمتری از ساختمانهای زیرزمینی دارند، چشم پوشی می‌شود. بیشترین کاربرد تصاویر ژئوفیزیکی در فعالیتهای اکتشافی است که در فصول بعدی بحث می‌شوند.

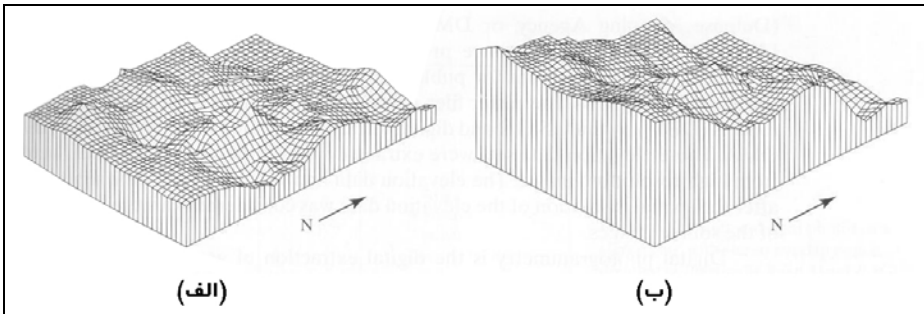


شکل ۳-۲۸) تصویر آشکارسازی شده گرادیان جهت‌دار (منبع روشنایی در گوشه بالای سمت راست قرار دارد، NE) بخشی از شکل ۳-۲۷.



شکل ۳-۲۹) تصویر آشکارسازی شده گرادیان جهت‌دار (منبع روشنایی در گوشه پایین سمت راست قرار دارد، SE) بخشی از شکل ۳-۲۷.

حتی روشهای معمول بکار برده شده برای بررسیهای لرزه‌ای سه بعدی نیز مرهون کاربرد روشهای پردازش تصویر داده‌های لرزه‌ای می‌باشد. شاید اولین مثال چاپ شده شبکه‌بندی لرزه‌ای مربوط به بخش فوقانی سازندی باشد که مدل سه بعدی آن در شکل ۳-۳۰ نشان داده شده است (وینسنت و کولپند، ۱۹۸۰). این تصویر از سازند داندی^۱ با سن دونین با استفاده از داده‌های لرزه‌ای شبکه‌بندی شده بخش فوقانی داندی از چند خط لرزه‌ای برداشت شده است و برای تطبیق با حضور یک گسل نقشه‌برداری شده از تفسیر تصویر لندست در میشیگان بکار رفته است.



شکل ۳-۳۰ نمایش سه بعدی توپوگرافی سازند داندی با سن دونین، الف- و یک واحد رسوبی کامبرین، ب- که از داده‌های لرزه‌ای میشیگان محاسبه شده است. واحدهای دونین و کامبرین به ترتیب در یک کیلومتری و $\frac{3}{5}$ کیلومتری زیر سطح قرار دارند. ناحیه پوشش داده شده توسط این دیاگرام حدود 9×10 کیلومتر می‌باشد (وینسنت و کولپند، ۱۹۸۰).

ج- فتوگرامتری رقومی

فتوگرامتری مستلزم استخراج اطلاعات جغرافیایی از عکسها می‌باشد و مدت‌های طولانی است که بعنوان مهمترین منبع اطلاعات تهیه نقشه بکار می‌رود. داده‌های ارتفاعی یکی از بنیادی‌ترین اطلاعات جغرافیایی می‌باشند که بوسیله روشهای فتوگرامتری از عکسهای هوایی استخراج می‌شوند. فایلهای رستر داده‌های ارتفاعی توسط U.S.G.S تحت عنوان مدل‌های ارتفاعی رقومی (DEM)؛ و توسط DMA مجموعه داده‌های ارتفاعی رقومی زمین^۲ (DTED) خوانده می‌شود.

1 - Dundee

2 - Digital Terrain Elevation Data

فتوگرامتری رقومی، استخراج رقومی اطلاعات جغرافیایی از عکسها می‌باشد. استخراج خودکار داده‌های ارتفاعی از جفت تصاویر رقومی شده، روشی است که کمتر از دو دهه از قدمت آن می‌گذرد و توسعه آن با ساخت کامپیوترهای با اهداف ویژه شروع شده و زمانیکه کامپیوترهای شخصی بوجود آمدند، توسعه آن شدت بیشتری گرفت و تهیه نرم‌افزارها برای حل این مشکل شروع شد. در حال حاضر نرم‌افزارهای استخراج داده‌های ارتفاعی رقومی برای کامپیوترهای شخصی موجود می‌باشند. این نرم‌افزارها کاربری ساده‌ای برای تولید پایگاه داده سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) دارند. چنین نرم‌افزارهایی توانایی اضافه کردن تصاویر سنجش از راه دور به پایگاه داده GIS را دارا می‌باشند. عکس هوایی یا تصاویر پویسگر چندطیفی نمی‌تواند مستقیماً بر روی داده‌های نقشه (پایگاه داده GIS) با صحت نزدیک به یک پیکسل عکس رقومی شده بدون تصحیح عذاب‌آور اختلاف منظر^۱ که می‌تواند از یک پیکسل به پیکسل دیگر متفاوت باشد، قرار دهد. حتی تبدیلات چندگانه درجه بالا نظیر واکشی صفحه لاستیکی^۲، نمی‌تواند یک تصویر سنجش از دور را بر روی یک نقشه پایه رقومی شده با خطای کمی در حد یک پیکسل تصویر قرار دهد، مگر اینکه ابعاد پیکسل در تصویر رقومی بقدری بزرگ باشد که پدیده‌های کوچک با برجستگی زیاد مثل ساختمانهای مجزا نتوانند بخوبی نشان داده شوند.

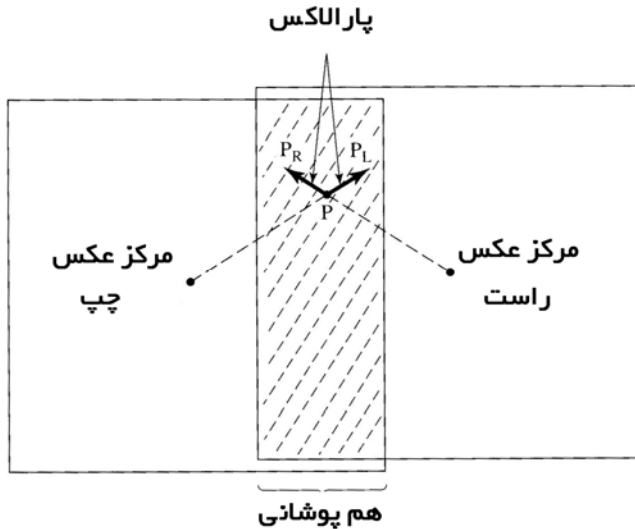
دو عکس یا تصویر که با یکدیگر همپوشانی دارند، یک جفت استریو^۳ نامیده می‌شوند که در آن ناحیه همپوشانی از دو بخش متفاوت عدسیهای دوربین دیده می‌شود و باعث برجسته‌بینی اختلاف منظر در دو جهت متفاوت می‌شود. اختلاف منظر جابجایی ظاهری یک جسم در دو بعد x و بعد y مختصات تصویر در نتیجه ارتفاع جسم، یا مقدار z در بالای یک صفحه داده مشخص نظیر ارتفاع میانگین ناحیه همپوشانی می‌باشد. جهات اختلاف منظر از یک تصویر به تصویر دیگر در یک جفت استریو متفاوت و وابسته به ابعاد عدسیها و حالت‌های تصویربرداری می‌باشد. در عکس‌برداری هوایی ابعاد مناظر مرکزی حفظ می‌شود و بصورتی که در شکل ۳-۳۱ نشان داده شده است، اختلاف منظر همیشه در جهت دورشدن از مرکز عدسی در هر تصویر جفت استریو می‌باشد. موقعیکه فردی یک جفت استریو را در ابزاری بنام

1 - Parallax

2 - Rubber- Sheet Stretching

3 - Stereo Pair

تطبیق‌کننده استریو^۱ نگاه می‌کند، ترکیب اعصاب بینایی دو تصویر را مقایسه کرده و اختلاف منظر را به یک تصویر سه بعدی تبدیل می‌کند.



شکل ۳-۳۱) عکسهای چپ و راست یک جفت استریو با ناحیه همپوشانی استریو که با خطهای مورب نشان داده شده است. اگر نقطه P ارتفاعی بیش از میانگین صفحه زمین در نقطه همپوشانی داشته باشد، به نقطه P_L در عکس چپ و P_R در عکس راست جابجا می‌شود. مقدار جابجایی (اختلاف منظر) برابر فاصله از مرکز تصاویر می‌باشد.

این فرآیند مشابه روشی است که انسان عمق را با تطبیق تصاویر تولید شده از چشم چپ و چشم راست درک می‌کند و اختلاف منظر را فوراً به فواصل نسبی دور از مرکز مابین چشمها تبدیل می‌کند. جسم کوچکتر و دورتر از مرکز چشمهای انسان، اختلاف منظر بیشتری دارد.

اگر دو تصویر جفت استریو رقومی شوند (در مواقعیکه بجای تصاویر رقومی از عکس استفاده شود؛ یک اسکنر^۲ آزمایشگاهی این کار را انجام می‌دهد) هر عکس به عناصر تصویر یا پیکسلها خرد می‌شود. برای مثال، اگر یک عکس هوایی ۹ اینچ مربعی با نقاطی به اندازه ۲۵ میکرون (حدود ۱۰۰۰ نقطه در اینچ - dpi^۳) اسکن شود، عکس به یک آرایه حدود ۹۰۰۰×۹۰۰۰

1 - Stereo- Comparator
2 - Scanner
3 - Dot Per Inch

پیکسل خرد می‌شود (۸۱ میلیون نقطه در کل) که هر پیکسل معرف روشنایی تصویر در سطح 25×25 میکرون عکس می‌باشد. مقیاس عکس از نسبت فاصله دو نقطه در روی عکس به فاصله واقعی همان دو نقطه در روی زمین تعیین شود. برای مثال، اگر ۱ اینچ در روی عکس معرف $10/000$ اینچ در روی زمین باشد، مقیاس (S) نسبت $1/10000$ می‌باشد که بصورت $10/000:1$ نوشته می‌شود. بنابراین، ابعاد پیکسل خطی در روی زمین، X ، با ضرب ابعاد خطی پیکسل در روی عکس (x) که اندازه نقطه اسکن می‌باشد، در عکس مقیاس یا $X=x/S$ بدست می‌آید. برای مثال، اگر x برابر $1/1000$ اینچ باشد (برای 1000dpi) ابعاد خطی یک پیکسل در روی زمین بر حسب اینچ برابر $(1/1000) (1/S)$ می‌باشد. بنابراین، برای عکس اسکن شده با مقیاس $10/000:1$ با 1000dpi ؛ یک پیکسل برابر با ۱۰ اینچ مربع در روی زمین می‌باشد.

از لحاظ ادراکی و محاسباتی، کاملاً مفید است که در ابتدا سیستم مختصات هر جفت تصویر استریو رقومی شده به سیستم مختصات مکانی تک‌قطبی^۱ تبدیل شود. در این سیستم مختصات، اختلاف منظرها فقط در بعد x است و در بعد y اختلاف منظری وجود ندارد. توجه داشته باشید که تمامی نرم‌افزارهای فتوگرامتری رقومی این مرحله را انجام می‌دهند. البته یک مدل ریاضی متفاوت برای فضای تک‌قطبی در مورد انواع متفاوت حسگر- عدسی لازم است. بحث مدل‌های متفاوت در حد مطالب این کتاب نیست. در ادامه بحث فتوگرامتری رقومی این بخش فرض می‌شود که تصاویر جفت استریو دارای مختصات ثبت شده هستند (بر روی یکدیگر قرار می‌گیرند) و به فضای تک‌قطبی تبدیل شده‌اند. موقیعه که این شرط درست باشد، تصاویر چپ و راست بعنوان "تک‌قطبی‌شده" شناخته می‌شوند. مبحث بعدی برای کاربران فتوگرامتری رقومی ارائه شده است.

بعد از اینکه کاربر چند پیکسل (معمولاً شش تا ده عدد) مشابه در تصویر راست و چپ را معرفی کرد، نرم‌افزار استخراج خودکار تصویر راست را با تصویر چپ بصورت خودکار منطبق می‌کند. این پیکسلها نقاط انطباق^۲ نامیده می‌شوند. معمولاً کاربر نقاط کنترلی را در دو تصویر انتخاب می‌کند که مختصات زمینی آنها (از جمله ارتفاع) مشخص باشد. اگر پایگاه داده ارتفاع حاصله به سیستم مختصات نقشه ارتباط داده شود، یافتن این نقاط الزامی است. نقاط کنترلی اغلب بعنوان نقاط انطباق استفاده می‌شوند. اگر تمامی نقاط تصویر در روی یک صفحه داده گسترده مشابه و فاقد اختلاف ارتفاع باشند، نرم‌افزار تصاویر چپ و راست را با الگوریتم

1 - Epipolar

2 - Match Points

نمونه برداری مجدد، که تصاویر را کاملاً در فضای تک قطبی بر روی هم قرار می دهد، بر روی یکدیگر تصویر می کند.

الگوریتمهای تطابق خودکار تصویر چپ را با تصویر راست و با انتخاب یک پنجره کوچک از پیکسلها (که پنجره تطابق نامیده می شود) در تصویر راست بعنوان منبع و یافتن پنجره سازگار با همین اندازه در تصویر چپ (هدف) که بهترین تطابق را با منبع دارد، تطبیق می دهند. اگر پیکسل در روی صفحه داده ای قرار داده شود، تفاوت بین جایگاه پیکسل منطبق شده (مرکز پنجره انطباق) عملاً قرار گرفته است و جایگاه باید قرار داده شود، اختلاف منظر می باشد که مستقیماً متناسب با ارتفاع پیکسل در روی یا زیر صفحه داده می باشد. پنجره بعدی انتخاب شده در تصویر منبع از اولین پنجره منبع با فاصله بین پیکسلها که فاصله بین پیکسلهای ورودی نامیده می شود، جدا میگردد. اندازه گیری اختلاف منظر در ابتدا تنها برای هر کدام از ورودیها انجام خواهد شد که با فاصله بین پیکسلهای ورودی از دسته پیکسلهای ورودی بعدی جدا می شوند. یک پیکسل اختلاف منظر، P ، واحد کمی ارتفاع مطابق با یک پیکسل جابجایی در بعد X تصویر تک قطبی شده چپ جفت استریو در مقایسه با همین پدیده تصویری در روی همان خط پیکسلها (بعد Y) در تصویر تک قطبی شدی راست می باشد. رابطه بین یک پیکسل اختلاف منظر و پیکسل بعد X با معادله زیر ارائه می شود:

$$\frac{P}{X} = \frac{H}{B} \quad \text{رابطه ۳-۱۹}$$

که:

P اختلاف ارتفاع حاصل از یک پیکسل اختلاف منظر.

X بعد خطی پیکسل در روی زمین.

H ارتفاع دوربین از سطح زمین.

B فاصله بین مراکز دوربین وقتی تصویر استریو برداشت می شود.

واضح است که واحد H و B بر حسب واحد طول می باشد و بنابراین P واحدی مشابه X یعنی واحد طول خواهد داشت.

اکثر بسته های نرم افزاری استخراج داده های ارتفاعی رقومی، فاصله پیکسلهای ورودی چندین پیکسل معمولاً از ۱۰ تا ۱۰۰ پیکسل را بکار می بردند زیرا الگوریتمهای مطابقت آنها از نظر محاسباتی آهسته هستند و سرعت آنها حدود ۱۰۰ تا ۲۰۰ پیکسل استخراج ارتفاع در ثانیه

بر روی یک ایستگاه کاری سان اسپارک II^۱ می‌باشد. از نظر ریاضی این موضوع می‌تواند بعنوان یک شبکه پراکندی معرف توپوگرافی سطح مورد توجه واقع شود. یک بسته نرم‌افزاری بنام ATOM^۲ (نرم‌افزاری با ثبت تجاری ژئواسپکترا و مخفف "نقشه‌بردار توپوگرافی خودکار") می‌تواند حدود ۵۰۰۰ ارتفاع را در ثانیه بر روی ایستگاه کاری سان اسپارک II استخراج کند. بدین ترتیب استخراج ارتفاع تمامی پیکسلها (با فاصله ورودی یک پیکسلی) در ناحیه همپوشانی یک جفت استریو رقومی شده که با چگالی ۱۰۰۰ نقطه در اینچ اسکن شده، ۹۰۰۰ ثانیه (کمتر از ۳ ساعت) به طول می‌انجامد. ATOM شبکه متراکم توپوگرافی یک سطح را ارائه می‌دهد. خطای ریشه میانگین مربعی^۳ در سنجش ارتفاع با تصحیح خودکار تصاویر چپ و راست، مستقیماً متناسب با اندازه پیکسلهای تصاویر رقومی است. رابطه زیر برای تصحیح تقریبی مجموعه داده‌های شبکه متراکم نقاط کنترلی با دقت در حد یک پیکسل بصورت تجربی ارائه شده است:

$$Z(rms) = \left(\frac{3}{4}\right)P = \left(\frac{3}{4}\right)\left(\frac{XH}{B}\right) \quad \text{رابطه ۳-۲۰}$$

که:

$Z(rms)$ خطای ریشه میانگین مربعی در ارتفاعهای سنجیده شده بطریق خودکار می‌باشد. البته این خطا در سنجش ارتفاع، تنها برای ارتفاعهای سنجیده شده در هر پیکسل ورودی انجام می‌شود. اگر الگوریتمهای برون‌یابی برای تخمین ارتفاع بین پیکسلهای ورودی بصورت شبکه پراکنده استفاده شود، خطای اضافی برون‌یابی بوجود خواهد آمد که وابسته به مقدار تغییرات بین پیکسلهای ورودی است. به هر حال، اگر مدل ارتفاع رقومی (DEM) با فاصله ورودی یک پیکسل (یک شبکه متراکم توپوگرافی) تولید شود، خطای برون‌یابی صفر یا خیلی کم خواهد بود. البته بعضی پیکسلهای روی زمین بدون شکل هستند و با هیچ فاصله پیکسل ورودی مقایسه نمی‌شوند، بنابراین مستلزم برون‌یابی محدودی در بهترین حالات می‌باشند. معادله ۳-۲۰ به طریق تجربی از مجموعه داده‌های ارتفاعی تولید شده برای مقیاسهای متعدد تصاویر استریو بوسیله ATOM که فاصله یک پیکسل را بعنوان ورودی بکار می‌برد، بدست آمده است.

1 - Sun Spark II

2 - Automatic Topographic Mapper

3 - Roat- Mean- Square

در اکثر موارد، کاربر با خطای ارتفاعی معینی، یا $Z(\text{rms})$ ، مواجه خواهد شد و انتخابی در مقیاس عکسهای استریوی جمع‌آوری شده وجود خواهد داشت. هدف بحث بعدی راهنمایی کاربر برای انتخاب مقیاس عکسبرداری (یا به بیان دیگر، ارتفاع H صفحه‌ای که دارای یک دوربین متریک با عدسیهایی با فاصله کانونی f می‌باشد) بصورتی می‌باشد که اگر نسبت قاعده به ارتفاع (B/H) استاندارد (معمولاً حدود $0/6$ برای حصول بهترین نتیجه) در جمع‌آوری داده‌ها استفاده شود، $Z(\text{rms})$ معینی بتواند با تصحیح خودکار حاصل شود. رابطه بین مقیاس و نسبت f/H بصورت زیر می‌باشد:

$$\frac{x}{X} = \frac{f}{H} \quad \text{رابطه ۳-۲۱}$$

در معادله ۳-۲۱؛ f ، X ، x و H تماماً دارای واحد طول می‌باشند.

اگر معادله ۳-۲۰ برای H حل شود و X از معادله ۳-۲۱ در معادله ۳-۲۰ جایگزین شود،

نتیجه بصورت زیر نوشته می‌شود:

$$H = \left(\frac{4}{3} \right) \left(\frac{f}{x} \right) \left(\frac{B}{H} \right) Z(\text{rms}) \quad \text{رابطه ۳-۲۲}$$

در معادله ۳-۲۲، H در دو طرف معادله نوشته می‌شود و بدین ترتیب جایگزینی ساده نسبت قاعده به ارتفاع (B/H) ممکن می‌شود. در موارد معمول این نسبت برای عکسهای استریو هوایی برابر $0/6$ می‌باشد. مثال عملی از کاربرد معادله ۳-۲۲ در اینجا ارائه می‌شود. فرض کنید عکسهایی از یک دوربین متریک با فاصله کانونی f اینچ 6 (یعنی $f = [1/2] \text{ ft}$)، عکسهای اسکن‌شده با دقت 1000 dpi ($x = [1/1000] \text{ in} = [1/12000] \text{ ft}$) و یک DEM با دقت یک فوت یا $Z(\text{rms}) = 1 \text{ ft}$ موجود است. با فرض اینکه نسبت B/H استاندارد $B/H = 3/5$ بکار برده شود، دوربین در چه ارتفاعی باید پرواز داده شود تا چنین دقتی بدست آید؟

با جایگزینی مقادیر فوق در معادله ۳-۲۲ و حل آن برای H ، ارتفاع 4800 فوت حاصل می‌شود. مقادیر $f = [1/2] \text{ ft}$ و $B/H = 3/5 = 0/6$ برای دوربینهای متریک در عکسبرداری‌های هوایی معمول استفاده می‌شوند. به هر حال، حتی برای یک دوربین متریک نصب شده روی یک بالون با وجودیکه فاصله کانونی دوربین معمولاً کمتر از یک دوربین هوایی است و دقت عکس اسکن‌شده کمتر از 1000 dpi (حدود 300 dpi یا $1/300$ اینچ می‌باشد، معادله ۳-۲۲ می‌تواند برای تعیین ارتفاع بالون در یک $Z(\text{rms})$ معین بکار رود. نسبت $B/H = 3/5$

برای تصحیح خودکار عکسهای استریو، بدون توجه به مقیاس عکس، ایده آل می باشد. H واحدی مشابه Z(rms) و از نوع طول می باشد.

هم آیندی داده های سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی

در گذشته تفاوت اصلی بین فن آوری سنجش از دور و فن آوری سیستم اطلاعات جغرافیایی اختلاف بین تصاویر و نقشه های رقومی بود. تصاویر از بازتابهای (یا گسیلندگی) امواج الکترومغناطیس سنجیده شده از سطوح جهان واقعی بوجود می آیند و اغلب در غالب رستر (یا پیکسلها) ذخیره می شوند. نقشه ها نمایش هنرمندانی اشیائی است که در سطح، بالا یا زیر سطح قرار دارند و اکثراً در غالب برداری¹ ذخیره می شوند زیرا مرزهای بین گروه های طبقه بندی پولی گونهای² می باشند که می توانند بعنوان گروهی از بردارها ذخیره شوند. با وجودیکه سن فن آوری GIS کمتر از نصف سن فن آوری سنجش از دور است، ولیکن این فن آوری بعنوان ابزار مدیریتی بیشتر از سنجش از دور مورد استفاده قرار گرفته است زیرا توانایی خاصی در سازماندهی اطلاعات رقومی نقشه ها بمنظور تولید اطلاعات بیشتر دارد. به هر حال، نقشه ها باید نسبت به تغییرات طبیعی یا انسانی سطح زمین به روز در آورده شوند و این تغییرات می تواند بوسیله تصاویر سنجش از دور ثبت شوند. بدین ترتیب، برای دسترسی به ابزار مدیریت جامع، سنجش از دور باید با GIS ترکیب شده و با اطلاعات موجود ساماندهی شود. آینده هر دو فن آوری درهم آیندی آنهاست. ارتوفتوهای رقومی بعنوان تصاویری بر روی نقشه ها روکش می شوند و پلی بین این دو فن آوری می باشند.

هم آیندی داده های سنجش از دور با داده های GIS بویژه اگر حاوی شبکه متراکم ارتوفتو رقومی و DEM باشد، چندین مزیت علمی دارد: اول اینکه؛ تصاویر اطلاعات بیشتری نسبت به نقشه دارند و توانایی روکش شدن دقیق یک نقشه رقومی بر روی یک تصویر، می تواند الزام رقومی کردن عناصر تصویر را کاهش دهد. برای مثال، فرض کنید یک نقشه رقومی از کابل های زیرزمینی و خطوط انتقال گاز وجود دارد و کاربر مایل است بداند این پدیده های زیرزمینی نسبت به ساختمانها و خیابانها چه موقعیتی دارند. در یک بررسی GIS صرف، لازم است گوشه های تمامی خیابانها و ساختمانها برای نشان دادن این ارتباط رقومی شوند. محل گوشه های ساختمانها و خیابانها قبلاً توسط نقشه برداریهای مهندسین شهرسازی تعیین شده اند. در نظر

1 - Vector

2 - Polygon

بگیرید اگر نقشه رقوم خطوط زیرزمینی بر روی یک تصویر ارتوفتو ثبت شده با نقشه رقوم نشان داده شود، چه اتفاقی روی می دهد. محل ساختمانها و خیابانها در ارتوفتو مشخص می باشد و برای نشان دادن این رابطه مکانی با خطوط زیرزمینی احتیاجی به رقوم کردن آنها نیست. روکش کردن بوسیله ارتوفتو بصورت چشمگیری زمان و هزینه تهیه پایگاه داده GIS را کاهش می دهد.

دومین مزیت هم آیندی داده های سنجش از دور و GIS موقعی ملموس است که می بایستی بعضی صور سطح زمین به گروههایی طبقه بندی شوند که کاربر باید محاسبه را با استفاده از مدل هایی انجام دهد که از پایگاه داده GIS بعنوان ورودی استفاده می کند. بعضی از طبقه بندیها با استفاده از تصاویر چندطیفی بسیار کارآمدتر از کارهای میدانی با مشاهده شخصی میدانی است. برای مثال، اگر یک مدل هرزآب سطحی^۱ اطلاعاتی را از یک نقشه رقوم خاک و انواع پوشش گیاهی بعنوان ورودی محاسبات استفاده می کند، می توان طبقه بندی خاک را از نقشه خاک و طبقه بندی را از اطلاعات چندطیفی لندست بدست آورد.

سوم اینکه؛ اگر ارتوفتورقوم همراه با یک DEM شبکه مترام تولید شده از ورودیهای با فاصله یک پیکسل باشد، تعیین مقایر x , y و z (ارتفاع) هر پیکسل با حرکت نشانگر در روی صفحه کامپیوتر در نقطه مورد نظر امکانپذیر است. موقعیکه دقت نقاط در حد دقت ارتوفتو رقوم باشد، این روش می تواند جایگزین نقشه برداری شود. برای مثال، اگر از جاییکه عکسبرداری هوایی شده، ارتوفتو رقوم با مقیاس ۱:۴۰۰۰ تهیه شود در صورتیکه استخراج داده های اطلاعاتی از یک شبکه مترام صورت پذیرد اندازه یک پیکسل 4×4 اینچ در جهت x و y و حدود ۶ اینچ در جهت z می باشد. موقعیت یک مستطیل بزرگ در روی تصویر را می توان تا حدی دقیق تعیین کرد که دیگر به بررسیهای میدانی برای هدف مورد نظر نیازی نباشد.

چهارم، تغییرات حجمی همراه با ساخت خاکریزها، خاک برداری و فرونشست را می توان با تفریق DEM تولید شده از یک روش شبکه مترام از تصاویر استریو گرفته شده قبل و بعد از تغییر با دقت بیشتری نسبت به دیگر روشهای عملی موجود بدست آورد. تخمین خاک برداری و خاکریزی بعنوان روش معمول برای مهندسين شهرسازی، می تواند با دقت و سرعت بیشتری انجام شود.

یک DEM با شبکه متراکم توانایی زیادی برای کاربردهای زمین‌شناسی از نقطه‌نظر اکتشافی و پشتیبانی بهره‌برداری دارد (وینسنت و همکاران، ۱۹۸۷a و ۱۹۸۸). از نقطه‌نظر پشتیبانی بهره‌برداری مقدماتی، تولید یک DEM صحیح قابل قبول (و نقشه‌های پربندی) از تصاویر استریو ماهواره‌ای در نواحی ناشناخته زمین که نقشه‌های توپوگرافی یا وجود ندارد یا فاقد دقت کافی می‌باشد، امکانپذیر نیست. این موضوع فعالیت‌های حمل و نقل، تعیین محل معدن، محل عملیات، خطوط لرزه‌ای، جاده‌ها، خطوط لوله و حتی تعیین محل یک پالایشگاه را بهبود می‌بخشد.

اگر دو تصویر اسپات با قدرت تفکیک ۱۰ متر مورد استفاده قرار گیرند، $Z(\text{rms})$ کمتر خواهد بود (وینسنت و همکاران، ۱۹۷۸b). خطای ارتفاعی $Z(\text{rms})$ برابر $1/4$ متر را برای دو تصویر اسپات با قدرت تفکیک ۱۰ متر و نسبت B/H برابر با $1/55$ برای منطقه آزمایشی نقشه چهارگوش $7/5$ دقیقه‌ای شهر بیگ‌بر^۱ در کالیفرنیا که نقاط کنترلی بصورت اتفاقی و از DEM گرفته شده بودند، گزارش کردند. بعد از اینکه نرم‌افزار در تعیین محل نقاط تطابق بصورت خودکار با مقایسه تصاویر و بررسی نقاط تطابق با دقت یک پیکسل بین دو تصویر بهبودی بوجود آورد، روش مشابهی بر روی مجموعه داده‌های مشابه (با همان نقاط کنترلی و نقاط آزمایشی) با $Z(\text{rms}) = 12/5(\text{m})$ انجام شد. بنابراین اگر نقاط کنترلی زمینی را بتوان با دقت یک پیکسل در تصویر وارد کرد، و اگر مقادیر مطلق مختصات x ، y ، و z نقاط کنترل زمینی با دقت یک پیکسل و یا حتی بهتر در دسترس باشد (مقدار ۱۰ متر برای x و y و مقدار بیشتری برای z)، خطای $Z(\text{rms})$ در حدود $12/5$ متر برای تصاویر اسپات با نسبت B/H برابر $1/55$ می‌تواند پذیرفته شود. نسبت‌های متفاوتی از B/H در مورد اسپات وجود دارد که در نتیجه پوشش‌های استریو با دیدهای به دو سمت متقابل در دو عبور مختلف و نهایتاً تصاویر استریو بوجود می‌آورد.

DEM با شبکه متراکم از نقطه‌نظر فعالیت‌های اکتشافی برای نفت و کانیها مهم می‌باشند. تصاویر آشکارسازی شده گرادیان جهت‌دار داده‌های ارتفاعی می‌تواند اثرات توپوگرافی ساختمانهای زمین‌شناسی و گسلهایی را که دارای اثرات توپوگرافی سطحی دقیق هستند، افزایش دهد.

زمین‌شناسی یک علم مشاهده‌ای است و زمین‌شناس می‌تواند مدل زمین‌شناسی بهتری از ساختمان زمین‌شناسی را با مشاهده مستقیم از زوایای دید مختلف تولید کند. همچنین این

فن آوری می تواند به مدیران در ایجاد ارتباط بین نتایج مفسرین مختلف کمک شایانی بکند. دید سه بعدی همزمان، حتی قبل از شروع فعالیت های میدانی می تواند در تصمیم گیری مدیران برای بررسی ساختمان زمین شناسی و شرایط محیطی ناحیه اکتشافی مفید می باشد. دید سه بعدی خطوط لوله برای تعیین محل های نشت نفت و تعیین شیب ساختمانی مفید می باشد. به هر حال، فرایینی خطوط لوله در صورتیکه اندازه گیری ساختمانی تنها یک بار انجام می شود می بایستی در طول حیات خطوط لوله تکرار شود.

موقعیکه DEM با شبکه متراکم و ارتوفتو رقومی، مانند مثال قبل، برای شبیه سازی دید سه بعدی با هم ترکیب شوند؛ نتیجه هولوگرافی^۱ رقومی نامیده می شود (وینسنت، ۱۹۸۹) که بعنوان توانایی تولید یک مجموعه تقریباً نامتناهی دیدهای سه بعدی از پایگاه داده DEM شبکه متراکم و ارتوفتو رقومی اصلی تعریف می شود. چون DEM مستقیماً از تصاویر استریو محاسبه می شود، هیچ اطلاعاتی اضافه بر تصاویر استریو رقومی منبع برای هولوگرافی رقومی لازم نیست مگر اینکه اطلاعات اضافی دیدهای سه بعدی رقومی با یک نقشه ترکیب شده باشد که در اینصورت چند نقطه کنترل زمینی (حدود ۶ تا ۱۰ عدد با مختصات x, y, z مشخص) در ناحیه همپوشانی استریو لازم می باشد. بسته های نرم افزاری متعددی برای کامپیوترهای شخصی موجود می باشند که می توانند دیدهای سه بعدی شبیه سازی شده و پرواز در اطراف پدیده را از پایگاه داده ای با قدرت تفکیک بالا نظیر موردی که توضیح داده شد، را در مدت چند ثانیه تا چند دقیقه پردازش و تولید کنند. یک شرکت فرانسوی بنام TSTAR یک مولد DEM را برای تصاویر ماهواری اسپات تولید کرده است که بخوبی برای مطالعه حوضه های رسوبی، به کمک ارتوفتو و تصاویر سه بعدی مورد استفاده قرار گرفته است (رنوآرد^۲، ۱۹۹۱). در این مطالعه یک پایگاه داده GIS از نقشه های رقومی تولید شد که بر روی DEM تصاویر اسپات قرار داده شد و نشان داده شد که تفسیر هم آیندی پایگاه داده GIS/RS در فضای سه بعدی باعث افزایش دقت، سازگاری و کمی سازی در بررسی های سنجش از دور زمین شناسی می شود.

1 - Holography

2 - Renouard

فصل چهارم

کاربرد سنجش از دور در اکتشاف مواد معدنی

مقدمه

سنگهای رنگی غیرمعمول، کلید تشخیصی اکثر کانسارهای فلزی می‌باشند. اکثر فلزات پایه و قیمتی توسط فرآیندهای ژئوشیمیایی اکسیداسیون-احیاء بصورت طبیعی متمرکز می‌شوند و متشکلین فریک^۱ و فرو^۲ رنگی معمولاً محصول این قبیل فرآیندها می‌باشند. نقشه‌برداری خاکهای سطحی و سنگهای رنگی؛ از جمله رنگهایی که با چشم غیرمسلح دیده نمی‌شوند؛ قابلیت اصلی سنجش از دور چندطیفی است و یکی از اولین انتظارات فن‌آوری سنجش از دور نشان دادن اثرات ژئوشیمیایی سطحی مرتبط با حضور توده‌های کانسار فلزی نزدیک سطح می‌باشد.

1 - Ferric

2 - Ferro

کاربرد سنجش از دور در اکتشاف کانسارهای فلزی

الف- اورانیوم

اولین کاربرد سنجش از دور در مورد فلزات به دو دلیل اقتصادی و فنی در مورد اورانیوم انجام شده است. اول اینکه، در اوایل سال ۱۹۷۰ موقیکه لندست I در مدار قرار گرفت، بازار اورانیوم خیلی خوب بود و اکثر شرکتهای نفتی در آن زمان به اکتشاف اورانیوم متمایل شدند. دوم اینکه، اکسیدهای فریک همراه سلولهای ژئوشیمیایی تمرکز اورانیوم در ماسه‌سنگها وجود دارند و می‌توانند با داده‌های پوششگر MSS و سریهای لندست نقشه‌برداری شوند.

در طبیعت اورانیوم با گرانیتهای غنی از فلدسپار و رسوبات آواری مشتق از آنها همراه می‌باشد. ماسه‌های آرکوزی و ماسه‌سنگ بویژه انواع تشکیل شده در ائوسن^۱ از اورانیوم غنی می‌باشند (اگرچه ممکن است در حد اقتصادی نباشد). یون اورانیل^۲ (ظرفیت +۶) در آبهای اکسیدی محلول است و به بخشهای پایین‌تر گرادیان هیدروستاتیک^۳ حمل می‌شود تا به یک احیاکننده مثل پیریت^۴ برخورد کند. سپس ترکیبات اورانیوم به شکل اکسیدهای اورانیوم و نمکهای اورانیوم‌دار در حالت احیاء (با ظرفیت +۴) ته‌نشین می‌شوند. گازهای طبیعی خارج شده از مخازن هیدروکربن زیرزمینی منبعی برای پیریت‌های سطحی می‌باشند. بنابراین، بین میداین گازی و کانسارهای اورانیوم در نواحی که مخازن گاز طبیعی زیرزمینی توسط ماسه‌سنگهای آرکوزی^۵ غنی از اورانیوم پوشیده شده‌اند، تطابق نزدیکی وجود دارد. معمولاً پیریت همراه رخدادهای سطحی شیلهای نفت‌دار، زغالسنگ و کربن آلی حاصل از گیاهان پوشیده در طبقات آبراهه‌ای قدیمی و باتلاقها می‌باشد. موقیکه یک سلول ژئوشیمیایی در درون یک ماسه‌سنگ بوجود بیاید، از زونهای مختلفی شامل زون اکسیداسیون غنی از اکسیدهای فریک مثل لیمونیت^۶ و هماتیت^۷ تشکیل می‌شود. کانسارهای اورانیوم در زونهای احیاء که با یک زون اکسیدی احاطه شده‌اند، یافت می‌شوند.

1 - Eocene

2 - Uranile

3 - Hydrostatic

4 - Pyrit

5 - Arkosic Sand Stone

6 - Limonite

7 - Hematite

موقعیکه اکسیدهای فریک تمام رنگی در درون یک ماسه‌سنگ آرکوزی کمرنگ‌تر قرار بگیرند، امکان حضور یک سلول ژئوشیمیایی دربرگیرنده کانسار اورانیوم وجود دارد. تعدادی از محققین اولیه لندست (سالمون^۱ و پیلارز^۲ ۱۹۷۵، اسپیکاریز^۳ و کندیت^۴ ۱۹۷۵، افیلد^۵ ۱۹۷۶، وینسنت ۱۹۷۷، رینز^۶ و همکاران، ۱۹۷۶) تصاویر نسبت طیفی داده‌های طیفی لندست MSS را با موفقیت بکار بردند. نسبت $R_{5,4}$ برای نقشه‌برداری اکسیدهای فریک و رخنمونهای ماسه‌سنگی بمنظور اکتشاف اورانیوم استفاده شده است. پروژه اکتشافی ۱۹۷۴ لندست برای شرکت معدنکاری بین‌المللی یوتا^۷ مطالعه محلی بود که کاربرد سنجش از دور را در کنار روشهای سنتی اکتشاف اورانیوم نشان می‌دهد.

مطالعه لندست شامل تولید و تفسیر نسبت طیفی $R_{5,4}$ بود که در آن اکسیدهای فریک بصورت روشن، پوشش گیاهی و آب بصورت تیره و دیگر اجسام با سایه خاکستری میانه مشخص بودند. مطالعه این تصاویر منجر به تعیین ۱۹ ناحیه ماسه‌های آرکوزی ائوسن غنی از اکسیدهای آهن و اورانیوم در حوزه ویندربور شد. موقعیکه ۱۹ ناحیه از مطالعه لندست با نتایج نقشه‌برداری زمینی مقایسه شد، هیچکدام از این مناطق بی‌هنجاری رادیواکتیو نشان ندادند. تمامی ۱۹ ناحیه دارای اکسیدهای فریک بودند. بعضی از آنها نه در روی زمین و نه از مشاهده مستقیم از یک هواپیمای در حال پرواز در ارتفاع کم، قابل رویت نبودند. ۱۱ ناحیه از این ۱۹ ناحیه دارای بی‌هنجاری رادیواکتیو تا سه برابر حد زمینه اندازه‌گیری شده در روی زمین بودند. این مقادیر، میانگین بیش از ۲۰ اندازه‌گیری اتفاقی از محل‌های مورد نظر بود. یکی از این مناطق که توسط شرکت یوتا شناسایی نشده بود، توسط شرکت دیگری حفاری شد. ۱۱ منطقه دیگر بصورت فعال توسط شرکت بین‌المللی یوتا حفاری شد و مشخص گردید که همگی از اورانیوم غنی هستند ولیکن در ۱۰ مورد مقدار اورانیوم در حد اقتصادی نبود. داده‌های میدانی حاصل تابشهای غیرمرئی و به شکل یک نقشه پربندی بودند که بطریق بصری قابل تحقیق و بررسی مجدد نبودند. در مقابل، داده‌های نسبت طیفی لندست به شکل تصاویری بودند که زمین‌شناس براحتی می‌توانست پدیده‌های مجزا و دارای اهمیت زمین‌شناسی را از بقیه جدا کند.

-
- 1 - Salmon
 - 2 - Pillars
 - 3 - Spikaris
 - 4 - Condit
 - 5 - Offield
 - 6 - Raines
 - 7 - Utah

خوشبختانه، غالباً بررسی بصری اکسیدهای فریک در عملیات میدانی برای آنها ممکن نبود. کاهش قیمت اورانیوم در چند سال بعد، مانع اقتصادی شدن این مناطق شد ولیکن یک ابزار سریع و ارزان برای اکتشاف اورانیوم متولد شد.

ب- مس

نهبشته‌های مس پورفیری معمولاً در حواشی قاره‌ای فعال یا نواحی پشت جزایر قوسی تشکیل می‌شوند. بنابراین، همراه با ماگماهایی می‌باشند که از گوشته فوقانی و سنگهای پوسته‌ای همراه با فرورانش پوسته اقیانوسی تشکیل شده‌اند. لوول^۱ و گیلبرت^۲ (۱۹۷۰) کانسارهای مس پورفیری ایده‌آل همراه با یک استوک^۳ کشیده به طول ۱/۵ کیلومتر و دارای الگوی آلتراسیون^۴ متشکل از پوسته‌های متحدالمرکز متفاوت و با مرکزیت توده کانسار را بصورتی که در شکل ۴-۱ نشان داده شده است، توصیف کردند. بیرونی‌ترین پوسته، زون پروپلیتیک^۵ نامیده می‌شود و دارای اپیدوت^۶، کلسیت^۷ و کلریت^۸ می‌باشد. دومین پوسته از خارج یک پوسته نازک است که زون آرژیلیک^۹ نامیده می‌شود و دارای کوارتز^{۱۰}، کائولینیت^{۱۱} و مونت موریونیت^{۱۲} است و در تماس با زون پروپلیتیک و فیلیک^{۱۳} می‌باشد. زون فیلیک دارای کوارتز، سریست^{۱۴} و پیریت می‌باشد. داخلی‌ترین زون آلتراسیون، هسته پتاسیک^{۱۵} نامیده می‌شود و متشکل از فلدسپار پتاسیم^{۱۶}، بیوتیت^{۱۷} و کوارتز است. غنی‌ترین بخش توده کانسار معمولاً در نزدیکی محل تماس بین هسته پتاسیک و زون فیلیک تشکیل می‌شود. اکسیدهای فریک اغلب در اطراف حاشیه

-
- 1 - Lowell
 - 2 - Guilbert
 - 3 - Stock
 - 4 - Alteration
 - 5 - Propylitic
 - 6 - Epidot
 - 7 - Calcite
 - 8 - Chlorite
 - 9 - Argilic
 - 10 - Quartz
 - 11 - Kaolinite
 - 12 - Montmorillonite
 - 13 - Phylitic
 - 14 - Sericite
 - 15 - Potasic
 - 16 - K- Feldspar
 - 17 - Biotite

بیرونی زون پروپلیتیک تشکیل می‌شوند و می‌توانند در بخشهای دیگر زونها تشکیل شوند. همانند سلولهای ژئوشیمیایی همراه با کانسارهای اورانیوم، زونهای آلتراسیون یک کانسار مس پورفیری، به استثنای مواردی که تغییرات خیلی شدید است، می‌توانند الگوهای چندطیفی مشخصی برای هر مجموعه‌ای از کانیهای زونهای مختلف نشان دهند.

آبرامز^۱ و سیگال^۲ (۱۹۷۶) یک پوششگر چندطیفی هوابرد با ۲۴ باندهای (بنام MSDS که توسط ناسا^۳ طراحی شده) را برای نقشه‌برداری یک کانسار مس پورفیری در کوه سرخ آریزونا^۴ بکار بردند. ۲۴ باندهای پوششگر چندطیفی MSDS در محدوده ۰/۳۴-۱۳/۰ میکرون قرار دارند ولیکن باندهای فروسرخ حرارتی بصورت موردی کار شده‌اند و در این بررسی از آنها استفاده نشده است. جدول ۴-۱ تنها ۱۱ باندهای MSDS را نشان می‌دهد که در محدوده طول موج ۰/۴-۲/۵ میکرون قرار دارند.

آبرامز و سیگل نشان دادند که در کوه سرخ تصویر نسبت طیفی باندهای ۱۰ و ۱۱ (R_{10,11}) بوضوح بعضی از آلتراسیون‌های همراه با کانسار را نشان می‌دهد. این موفقیت مرهون توانایی R_{10,11} در نشان دادن حضور رسها، بعضی میکاها و آلونیت است که حداقل بازتابندگی حاصل از ارتعاشات پیوند Al-O-H را نشان می‌دهد (هانت^۵ و همکاران ۱۹۷۱، ۱۹۷۳).

آبرامز و همکاران (۱۹۷۷) داده‌های پوششگر هوابرد MSDS را برای نقشه‌برداری الگوهای آلتراسیون در ناحیه معدنی مس در نوادا^۶ استفاده کردند. این ناحیه از لحاظ فلزات قیمتی بیش از مس مورد توجه قرار گرفته است. مقادیر کم آلتراسیون آرژیلیک اکثراً در تماس با توف^۷ تجزیه شده کانیون ترستی^۸ می‌باشد که یک جریان خاکستر ریولیتی^۹ با سن ۷ میلیون سال می‌باشد (اشلی و سیلبرمان^{۱۰}، ۱۹۷۶).

1 - Abrams

2 - Siegal

3 - Nasa

4 - Arizona

5 - Hunt

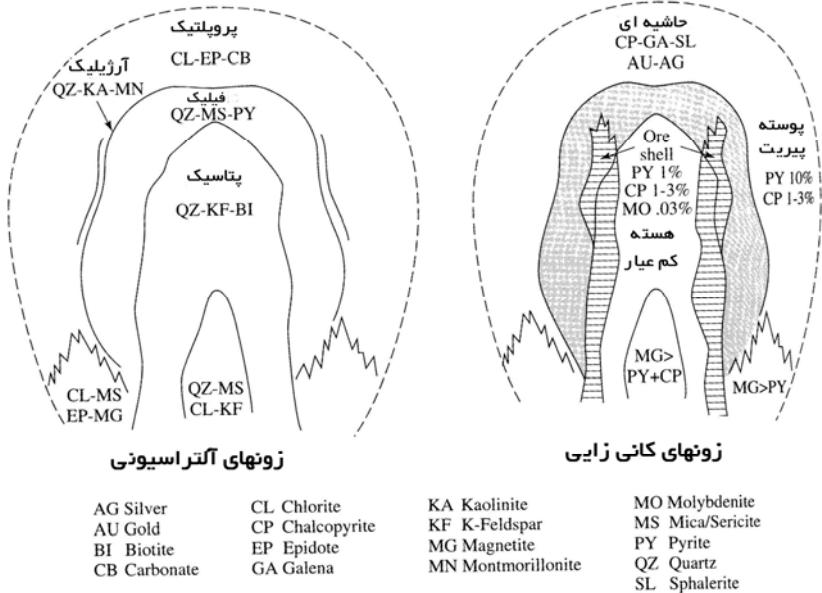
6 - Nevada

7 - Tuff

8 - Thirsty Canyon

9 - Rhyolitic Ash Flow

10 - Silberman



شکل ۴-۱) نمایی از مقطع ایده آل زون بندی آلتراسیون و زون بندی کانی سازی نهشته های مس پورفیری جنوب غرب ایالات متحده (ام.جی. آبرامز^۱ و دی. براون^۲، ۱۹۸۵).

جدول ۴-۱) ۱۱ باند از ۲۴ باند طیفی پوششگر چندطیفی هوانورد MSDS در ناحیه طول موج ۰/۴-۲/۵ میکرون (شماره باندهای طیفی واقعی نیستند).

شماره باند طیفی	محدوده طول موج (میکرون)
۱	۰/۴۶ - ۰/۵۰
۲	۰/۵۳ - ۰/۵۷
۳	۰/۵۷ - ۰/۶۳
۴	۰/۶۴ - ۰/۶۸
۵	۰/۷۱ - ۰/۷۵
۶	۰/۷۶ - ۰/۸۰
۷	۰/۸۲ - ۰/۸۷
۸	۰/۹۷ - ۱/۰۵
۹	۱/۱۸ - ۱/۳۰
۱۰	۱/۵۲ - ۱/۷۳
۱۱	۲/۱۰ - ۲/۳۶

1 - M. J. Abrams

2 - D. Brown

سنگهای آرژیلیتی دارای رسهای کائولینیت و مونت موریونیت و شیشه تجزیه شده به اوپال هستند و کم شدت ترین سنگهای تجزیه شده را تشکیل می دهند. سنگهای اوپالی شده دارای مقادیر زیادی اوپال و بیش از ۴۰ درصد آلونیت و کائولینیت می باشند و مقدار رس آنها کمتر از سنگهای آرژیلیتی می باشد. سنگهای سیلیسی شده که سه نوع آلتراسیون شدید را تحمل کرده اند، دارای مقادیر زیادی کوارتز هیدروترمال می باشند (آبرامز و همکاران، ۱۹۷۷). نظر به اینکه اکثر سنگهای تجزیه شده، بویژه انواع سیلیسی شده، لیمونیت^۱ (اکسید فریک آبدار) کمی دارند، لیمونیت در سنگهای تجزیه شده کم بوده و در سنگهای اوپالی شده بصورت لکه ای وجود دارد. جلای بیابانی اکثراً در سنگهای تجزیه شده به استثنای سنگهای سیلیسی شده که دارای سطح فرسایشی چشمی بزرگ (همراه با حفرات) و آبله ای هستند، غایب می باشد.

در پیوست الف کدهای نسبت طیفی لندست TM ارائه شده است و با وجودیکه پوششگر MSDS باندهای طیفی متفاوتی با حسگر لندست TM دارد و کدهای نسبت پیوست الف از طیفهای آزمایشگاهی محاسبه شده اند، ولیکن در تعیین رنگهای کانیهای متفاوت، مفید می باشند. توجه داشته باشید که نزدیکترین معادلهای باندهای طیفی ۱، ۳، ۸ و ۱۰ پوششگر MSDS بترتیب باندهای ۱، ۳، ۴، ۵ و ۷ پوششگر TM می باشد. بنابراین نسبتهای طیفی $R_{10,8}$ ، $R_{10,11}$ و $R_{10,11}$ تقریباً معادل نسبتهای طیفی $R_{5,4}$ ، $R_{5,1}$ و $R_{5,7}$ لندست TM می باشد. این مقایسه نشان می دهد که کدهای نسبت پیوست الف ابزارهایی هستند که می توانند با محدودیتهایی بکار برده شوند. رنگ پیش بینی شده کانیهها در یک تصویر مرکب نسبت رنگی ویژه ممکن است کمی با اشتباه همراه باشد (مثلاً زرد-سبز بجای سبز) ولیکن این اشتباه خیلی زیاد نخواهد بود (مثلاً هیچ وقت سبز با قرمز، آبی، ارغوانی، صورتی و ... اشتباه نمی شود).

بر طبق پیوست الف، کدهای نسبت $R_{7,5}$ کائولینیت و مونت موریونیت بترتیب ۲ و ۳ می باشد. این مقادیر بدین معناست که این کانیهها در بین تمامی کانیهها در تصویر نسبت طیفی $R_{7,5}$ بترتیب با تاریکی ۲۰ درصد و ۳۰ درصد مشخص می شوند (به یاد داشته باشید که کد نسبت صفر نشاندهنده تاریکی ۱۰ درصد است). برای یافتن عکس کد نسبت $R_{7,5}$ برای کد نسبت $R_{5,7}$ (۳ برای کائولینیت و ۲ برای مونت موریونیت) باید از ۹ کم شود که نتیجه آن بترتیب برای کائولینیت و مونت موریونیت ۶ و ۷ می باشد. بنابراین، کد نسبت $R_{5,7}$ MSDS = $(R_{10,11})$ TM (۷ برای کائولینیت و ۶ برای مونت موریونیت ۷ می باشد که نتیجتاً میانگین مولفه قرمز در

تصویر مرکب نسبت رنگی $R_{3,8}$, $R_{10,1}$ و $R_{10,11}$ پوشگر MSDS می‌باشد. مشابهاً $(R_{10,1})$ MSDS= $(R_{5,1})$ TM که برای کائولینیت و مونت‌موریونیت بترتیب برابر ۴ و ۲ می‌باشد و بدین معناست که این رسها یک مولفه سبز نسبتاً کم‌رنگ دارند. کدهای نسبت $(R_{3,8})$ MSDS= $(R_{3,8})$ TM (بعد از محاسبه معکوس $(R_{4,3})$ و برای کائولینیت و مونت‌موریونیت بترتیب ۴ و ۵ می‌باشند و بدین معناست که این دو رس مولفه آبی با مقدار میانگین در تصویر دارند.

بنابراین، کائولینیت و مونت‌موریونیت برنگ قرمز تا ارغوانی می‌باشند. غالباً آلونیت یک مولفه قرمز بالا در تصاویر نسبت طیفی مشابه آنچه ذکر شد نشان می‌دهد زیرا بواسطه باندهای جذبی تن بالای سولفات در ناحیه طول موج باند ۷ پوشگر TM (باند ۱۱ پوشگر MSDS) کد نسبت $R_{7,5}$ آن برابر با ۱ یا $(R_{10,11})$ MSDS= $(R_{5,7})$ TM یعنی $8=9-1$ می‌باشد. کد نسبت $(R_{10,1})$ MSDS= $(R_{5,1})$ TM برای آلونیت ۲ و کد نسبت $(R_{3,8})$ MSDS= $(R_{3,4})$ TM آن نیز ۲ می‌باشد و بدین معناست که آلونیت نسبت به کائولینیت و مونت‌موریونیت، مولفه‌های رنگی قرمز بیشتر و آبی و سبز کمتری خواهد داشت.

اگر هماتیت بعنوان نماینده اکسیدهای فریک از کدهای نسبت جدول پیوست الف انتخاب شود، کد نسبت $(R_{10,11})$ MSDS= $(R_{5,7})$ TM (مولفه رنگی نمایشی قرمز خیلی کم)، کد نسبت $(R_{10,1})$ MSDS= $(R_{5,1})$ TM و برابر با ۹ (مولفه رنگی نمایشی زیاد سبز) و کد نسبت $(R_{3,8})$ MSDS= $(R_{3,4})$ TM برابر با صفر (اغلب بدون مولفه رنگی نمایشی آبی) بوده و هماتیت به رنگ سبز خواهد بود. کدهای نسبت مشابه برای گوتیت^۱ (هیدروکسید فریک) ۲، ۹ و صفر می‌باشد و رنگ آن سبز یا زرد-سبز می‌باشد.

از آنجائیکه رنگ زرد مخلوطی از رنگهای قرمز و سبز می‌باشد، رنگ زرد نشان‌دهنده مخلوط اکسید یا هیدروکسید فریک (سبز) و آلونیت یا رس (قرمز) می‌باشد. در پاراگراف قبل گفتیم که سبز نشان‌دهنده اکسید یا هیدروکسید فریک می‌باشد. بر طبق بررسیهای میدانی که در بالا ذکر شد، سنگهای آرژیلیتی بیشترین اکسید فریک و رس را نسبت به سه نوع آلتراسیون دیگر دارند و در تصویر نسبت رنگی اکثراً سبز و زرد نشان داده می‌شوند. سنگهای اوپالی مقدار رس بیشتر و اکسید فریک کمتری دارند و در تصویر نسبی رنگی، قرمز دیده می‌شوند. سنگهای سیلیسی شده دارای کمی سیلیس یا اکسیدهای فریک هستند و در تصویر نسبت طیفی برنگ قهوه‌ای تیره دیده می‌شوند. از آنجائیکه باندهای حرارتی در ناحیه طول موج ۸-۱۴ میکرون در

این مجموعه داده بدرستی عمل نمی‌کنند، آبرامز و همکاران (۱۹۷۷) نتوانستند سنگهای سیلیسی شده را بر مبنای محتوی سیلیس نقشه‌برداری کنند ولیکن مجبور شدند بر دیگر خصوصیات زون سیلیسی شده نظیر عدم حضور اکسیدهای فریک و رسها تکیه کنند.

وینسنت و همکاران (۱۹۸۴) داده‌های چندطیفی نقشه‌برداری موضوعی هوابرد^۱ (ATM) (که شامل باندهای لندست TM می‌باشد) و داده‌های پوششگر هوابرد چندطیفی فروسرخ حرارتی^۲ (TIMS) را برای نقشه‌برداری توده کانسار مس نوادا^۳ بکار بردند. تغییراتی در داده‌های پرواز ۱:۳۰ بعد از ظهر ۵ اکتبر ۱۹۸۱ ATM بمنظور سازگاری با داده‌های پرواز TIMS ۱۲:۰۰ ظهر ۲۵ آگوست اعمال شد. قدرت تفکیک مکانی (یا اندازه پیکسل) هر دو گروه داده ۳۰ متر بود. جدول ۴-۲ شماره‌های باند طیفی و محدوده‌های طول موج پوششگرهای چندطیفی هوابرد TIMS و ATM را نشان می‌دهد.

جدول ۴-۲) باندهای طیفی نقشه‌برداری موضعی هوابرد (ATM) و پوششگر چندطیفی فروسرخ حرارتی (TIMS) شماره باندها با باندهای لندست TM هماهنگ شده‌اند.

ATM		TIMS	
محدوده طول موج (میکرون)	شماره باند	محدوده طول موج (میکرون)	شماره باند
۰/۴۲ - ۰/۴۵			
۰/۴۵ - ۰/۵۲	ATM1	۸/۲۰ - ۸/۵۴	TIMS1
۰/۵۲ - ۰/۶۰	ATM2	۸/۶۰ - ۸/۹۵	TIMS2
۰/۶۰ - ۰/۶۲		۹/۰۱ - ۹/۳۵	TIMS3
۰/۶۳ - ۰/۶۹	ATM3	۹/۶۰ - ۱۰/۱۵	TIMS4
۰/۶۹ - ۰/۷۵		۱۰/۳۱ - ۱۱/۱۲	TIMS5
۰/۷۶ - ۰/۹۰	ATM4	۱۱/۲۶ - ۱۱/۶۰	TIMS6
۰/۹۱ - ۱/۰۵			
۱/۵۵ - ۱/۷۵	ATM5		
۲/۰۸ - ۲/۳۵	ATM7		
۸/۵۰ - ۱۳/۰			

1 - Airborn Thematic Mapper

2 - Thermal Infrared Multi Spectral Airbor Scanner

3 - Nevada

تصویری از نسبت رنگی $ATM(R_3, 2)$ ، $ATM(R_5, 7)$ و $TIMS(R_1, 2)$ بترتیب بصورت قرمز، سبز و آبی برای اکتشاف مس تهیه شد. با توجه به پیوست الف، کوارتز دودی دارای کدهای نسبت ۶ و ۱ (عکس) $(R_5, 7)$ بترتیب برای $ATM(R_3, 2)$ و $ATM(R_5, 7)$ می باشد. اگر کوارتز از نوع دودی نبود، طیف مرئی آن پهن تر می بود و کد نسبت $R_3, 2$ کمتری داشت (۱) یا (۲). از بررسی طیف فرسوخ حرارتی کوارتز (فصل دوم) دیده می شود که کوارتز بازتابندگی بالاتری در باند طیفی $TIMS2$ (جدول ۴-۲) نسبت به $TIMS1$ دارد. همانطور که معادله ۱-۷ (قانون کیرشف) نشان می دهد، انرژی گسیل شده کوارتز در $TIMS2$ باید کمتر از $TIMS1$ باشد که دلالت بر کد نسبت $TIMS(R_1, 2)$ بالاتری برای گسیلندگی دارد. بنابراین، کوارتز (غیر دودی) در تصویر رنگی تولید شده، مولفه قرمز یا سبز کم و آبی زیادی دارد. در این تصویر زون سیلیسی شده بصورتیکه پیش بینی شده، برنگ آبی است. جایگزینی $TIMS(R_1, 2)$ با $(R_3, 6)$ $TIMS$ احتمالاً کوارتز را از رسها، آلونیت یا اکسیدهای فریک بهتر تفکیک می کند. در حال حاضر هیچ پوشگر چندطیفی ماهواره ای چنین باندهای طیفی ندارد. موقعیکه چنین توانایی در ماهواره های تجاری وجود بیاید، زمین شناسان استفاده شایانی از آنها خواهند کرد.

ارزش سنجش از دور چندطیفی بوسیله شبیه ساز نقشه بردار موضعی (پوشگر هوانورد با باندهای لندست TM) برای اکتشاف مس پورفیری در همکاری مشترک ناسا و پروژه آزمایشی Geosat (آبرامز و همکاران، ۱۹۸۴) که ماحصل همکاری مشترک ناسا و سرویسهای سنجش از دور تجاری نفتی، معدنی و زمین شناسی بود، دوچندان شد. در سه ناحیه مس پورفیری آریزونا نتایج زیر بدست آمد:

ناحیه	زونهای قابل تفکیک
سیلوربل ^۱	زونهای آلتراسیون پتاسیک، فیلیک و پروپلتیک
هلوتیا ^۲	زونهای آرژیلیک و اسکارن
سافورد ^۳	زونهای پروپلتیک و فیلیک

در هر سه مورد؛ صور جذبی اکسید آهن و کانیهای رسی بمنظور دستیابی به نتیجه، در حد بحرانی قرار داشتند. اکسیدهای آهن و کانیهای آبدار (نظیر رسها، آلونیت و پیروفیلیت که تماماً

دارای باندهای جذبی در ناحیه ۲/۳۵ - ۲/۰۸ میکرون می‌باشند و توسط باند ۷ لندست TM پوشش داده می‌شوند) معرفی‌های کلیدی زونهای آلتراسیون هیدروترمال هستند و بنابراین به کمک آنها می‌توان آلتراسیون مس پورفیری را تعیین کرد. بزرگترین مزیت نقشه‌برداری این کانیاها از باندهای لندست TM، عدم نیاز به اطلاعات اضافی غیر از بیرون‌زدگی مواد سطحی و رخنمون آنها می‌باشد. در گزارش NASA/Geosat ذکر شده است که هر سه ناحیه کانسار مس پورفیری ذکر شده در بالا، بعنوان نواحی امیدبخش برای کار بیشتر صرفاً بر مبنای سنجش از دور تعیین شده است. این گزارش نشان می‌دهد که سنجش از دور چندطیفی یک ابزار کسب اطلاعات مقدماتی عالی برای اکتشاف مس پورفیری است.

ج- سرب، روی، نقره و تنگستن

کانسارهای ماسیو سولفید^۱ سرب، روی و نقره در کانادا با استفاده از داده‌های لندست MSS در اولین روزهای سرویسهای سنجش از دور زمین‌شناسی ژئواسپکتر^۲ با موفقیت کشف شدند. کانسارهای سرب، روی و نقره مزبور کانسارهایی با سنگ میزبان رسوبی هستند و در اثر نفوذ سیالات هیدروترمال در حوضه‌های محدود زیردریایی نسبتاً کم عمق تشکیل شده‌اند. کانسارهای باریت^۳ و سازندهای غنی از آهن و منگنز که همراه با سرب، روی و نقره تهنشین شده‌اند، اغلب همراه با این کانسارها یافت می‌شوند. باریت همانند کانه‌ها دارای ارزش اقتصادی است زیرا یک متشکله مهم سنگین گلهای حفاری است. متشکلین سنگین برای کاهش فشار به سمت بالای نفت و گاز زیرزمینی به گل حفاری اضافه می‌شوند. این تکنیک مانع خروج هیدروکربنها در اثر نفوذ مت‌ه حفاری به مخزن هیدروکربن می‌شود. کانسارهای ماسیوسولفید شمالغرب تریتوریز^۴ کانادا در ابتدا بوسیله نقشه‌برداری گوسانهای^۵ پیریتی دارای برونزدهای بزرگ اکسیدهای فریک شناسایی شدند. اکسیدهای آهن در تصویر نسبت طیفی $RS_{5,4}$ داده‌های MSS روشن دیده می‌شوند. همچنین ماسیوسولفیدها غالباً در حواشی کانسارهای سرب- روی خصوصیت مغناطیسی بالایی دارند.

-
- 1 - Massive Sulphide
 - 2 - Geospectra
 - 3 - Barite
 - 4 - Territories
 - 5 - Gossan

بررسیهای ناحیه شمالغرب تریتوریز نشان داد که سنجش از دور چندطیفی در این ناحیه بسیار مشکل است زیرا در این ناحیه گل‌های قرمزی وجود دارد که در تصویر نسبی $R_{5,4}$ مشابه اکسیدهای فریک می‌باشند. این ناحیه یکی از نقاط جهان است که پوشش گیاهی تولید بی‌هنجاری می‌کند و در تصاویر نسبی $R_{5,4}$ لندست MSS می‌تواند بسادگی با اکسیدهای فریک اشتباه شود. به دلیل این اشتباه و قدرت تفکیک ۸۰ متری داده‌های MSS، تنها گوسانهای بزرگ (که اکثر آنها قبلاً شناخته شده بودند) قابل نقشه‌برداری بودند. بنابراین کارآیی سنجش از دور با این نوع داده‌ها محدود می‌شود. گل‌سنگها به مقدار زیادی تمایز طیفی را در ناحیه شمالغرب تریتوریز کاهش می‌دهند، ولیکن در روی گوسانهای بزرگ به دلیل نامناسب بودن خاک برای اکثر پوششهای گیاهی، گل‌سنگها تجمع پیدا نمی‌کنند.

بعد از کشف نقره در شمالغرب تریتوریز در اواسط دهه ۷۰، عیار اقتصادی شدن نقره با قیمتی حدود ۲۰ دلار در هر اونس افزایش یافت. با وجودیکه بعداً در مدت زمان کوتاهی قیمت نقره به ۵۵ دلار در هر اونس رسید، ولیکن قیمت آن تا حدود یک‌دهم این مقدار کاهش یافت و از آن زمان تاکنون قیمت نقره دیگر به ۲۰ دلار در هر اونس نرسیده است.

داده‌های لندست TM، که تاکنون برای اکتشاف سرب- روی بکار گرفته نشده‌اند، به دلیل قدرت تفکیک فضایی بیشتر (۳۰ متر) و تعداد بیشتر باندهای طیفی کارآیی بیشتری دارند. برای مثال، کانی اسمیت‌زونیت^۱ که همراه با کانسارهای سرب- روی نوع دری می‌سی‌سی‌پی^۲ (MVT) یافت می‌شود، بواسطه رنگ مرئی ملایم آن در روی زمین به سختی شناخته می‌شود در صورتیکه با استفاده از داده‌های TM بواسطه باند جذبی آن در نزدیکی ناحیه طول موج ۱/۰ میکرون (فصل دوم) بسادگی قابل تشخیص است. نقشه‌برداری اسمیت‌زونیت با پوششگر چندطیفی به مراتب ساده‌تر از نقشه‌برداری آن در روی زمین با مشاهدات انسانی است. کربناتهای آهن‌دار آنکريت^۳ و سیدریت^۴ غالباً همراه با کانسارهای سرب- روی MVT هستند در پیوست ج نشان می‌دهد که سیدریت دارای کدهای نسبی TM، ۹/۰، صفر و ۸ بترتیب برای نسبت‌های طیفی $R_{3,1}$ ، $R_{3,4}$ و $R_{5,4}$ می‌باشد. در فهرست پیوست الف، هیچ کانی دیگری بجز کلینوزوئیزیت^۵ (۸، ۲، ۹)، فایالیت^۱ (۸، ۵، ۷)، لپیدولیت^۲ (۸، ۱، ۷)، ناتروچاروسیت^۳ (۹، ۱،

1 - Smith Sonite

2 - Mississippi Valley Type

3 - Ankerite

4 - Siderite

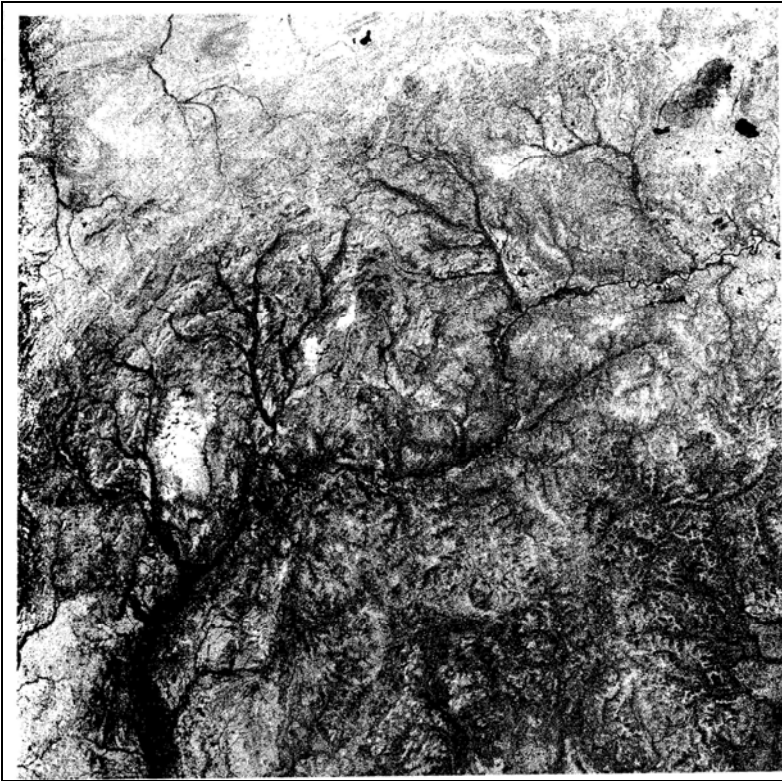
5 - Clinozoisite

۸) و سرپانتین^۴ (۷، ۱، ۶) برای این سه نسبت طیفی در محدوده موردنظر قرار ندارند. در یک تصویر نسبت طیفی $R_{3,4}$ ، $R_{1,3}$ و $R_{4,5}$ که بترتیب قرمز، سبز و آبی نشان داده شود، سیدریت قرمزترین کانی در تصویر خواهد بود. آنکریت در فهرست طیفی پیوست الف آورده نشده است. در سال ۱۹۷۵، ژئواسپکترا کانسارهای تنگستن یوکون^۵ تریتوری کانادا را با تصاویر نسبت طیفی لندست MSS نقشه برداری کرد. اسکارنهای غنی از اکسیدفریک که محصولات دگرگونی مجاورتی بوده و شامل کانیههای غنی از تنگستن می‌باشند، بسادگی بصورت طوقهای نقاط روشن و اغلب بصورت حلقه‌های کامل در اطراف صور حلقوی نفوذیهای گرانیته که در تصویر بصورت تیره دیده می‌شوند، قابل رویت بودند. مثالی از تصویر نسبت طیفی $R_{3,4}$ داده‌های MSS نشاندهنده اسکارنهای غنی از تنگستن در شکل ۴-۲ نشان داده شده است. اکثر این کانسارهای اسکارن قبلاً در زمان اکتشاف شناسایی شده بودند ولیکن بعضی از آنها همچنان ناشناخته بودند.

۱-۴- اکتشاف طلا

سنجش از دور در مورد فلز طلا، بویژه در مورد کانسارهای طلای افشان که اندازه ذرات طلا در حدی است که با چشم غیرمسلح دیده می‌شوند، بیشترین کاربرد را دارد. محصولات آلتراسیون هیدروترمال نظیر اکسیدهای فریک، رسها و آلونیت از مشخصات مهم کانسارهای طلا و دیگر کانسارهای هیدروترمال می‌باشند. اخیراً، اجتماعی از کانیههای آمونیوم‌دار همراه با کانسارهای طلای افشان و بعضی از دیگر کانسارهای فلزی نسبتاً کمیاب همراه با مواد آلی یافت شده است. کانیههای آمونیوم‌دار با چشم غیرمسلح از کانیههای غیرآمونیاپی قابل تفکیک نیستند، در صورتیکه در تصاویر چندطیفی کاملاً قابل تشخیص می‌باشند، زیرا باندهای طیفی کانیههای آمونیوم‌دار در ناحیه طول موج فروسرخ بازتابی از کانیههای همراه قابل تفکیک می‌باشند.

-
- 1 - Fayalite
 - 2 - Lepidolite
 - 3 - Natrojarosite
 - 4 - Serpentine
 - 5 - Yukon



شکل ۴-۲) تصویر نسبت طیفی $R_{5.4}$ لندست MSS درنچ واتر^۱ در یوکون، تربتوریز کانادا. پوشش تصویر 185×185 کیلومتر است و شمال تقریباً ۱۵ درجه بسمت چپ محور قائم تصویر می‌باشد. اکسیدهای فریک در تصویر روشن دیده می‌شوند. به طوق درخشان اطراف توده نفوذی تقریباً حلقوی گرانیتهی در وسط گوشه راست تصویر دقت کنید. این درخشندگی متعلق به اکسیدهای فریک اسکارنهایی (کربناتهای دگرگونی مجاورتی) است که در اطراف توده نفوذی رخمون دارند. بعضی از این اسکارنها برای استخراج تنگستن بهره‌برداری شده‌اند (وینسنت، ۱۹۹۷).

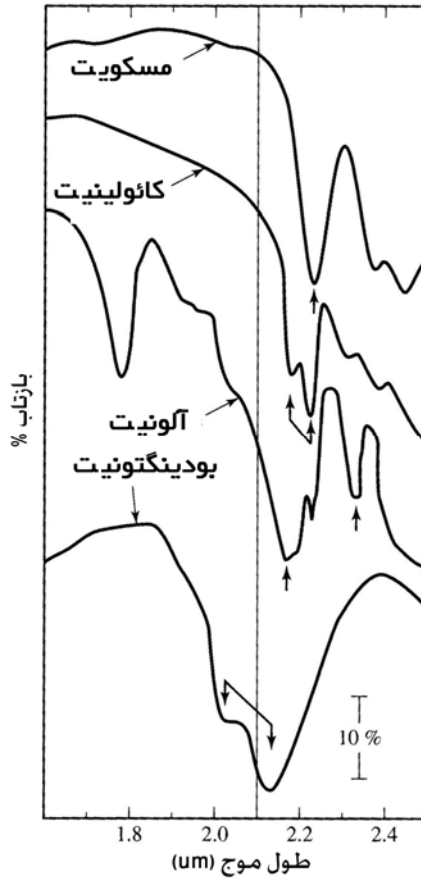
اولین سیلیکات طبیعی آمونیوم‌دار در نهشته‌های چشمه‌های آبگرم یافت شد و بودینگتونیت^۲ نام گرفت. بودینگتونیت یک فلدسپار آمونیوم‌دار است و در چشمه‌های آبگرم Hg^۳ دار سولفوربانک^۴، کالیفرنیا یافت شد (وایت^۴ و رابرسون^۵، ۱۹۶۲). بیست سال بعد ایلیتهای^۱

-
- 1 - Drench Water
 - 2 - Buddingtonite
 - 3 - Sulphur Bank
 - 4 - Withe
 - 5 - Roberson

آمونومدار در شیل‌های سیاه کانسارهای لایه‌ای^۲ سرب- روی- نقره آلاسکا یافت شد (استرن^۳ و همکاران، ۱۹۸۲). بعد از مدت زمان کوتاهی ون‌دم و همکاران (۱۹۸۵) گزارش کردند که سیالات داغ مجاری هیدروترمال "دودکش سیاه"^۴ زیردریایی در حوزه گایاماس^۵ خلیج کالیفرنیا احتمالاً مشابه جدید کانسارهای سرب- روی- نقره می‌باشد. سیالات داغ خارج شده از این مجاری دارای مقادیر زیادی NH_4^+ هستند که از رسوبات غنی از مواد آلی مشتق شده‌اند. چندین محیط رسوبی غنی از مواد آلی مرتبط با هیدروکربنها همراه با کانیهای آمونومدار در نهشته‌های شیلی نفت‌دار درون قاره‌ای یافت شدند (گالبراندسن، ۱۹۷۴).

در سال ۱۹۸۵ گوتز^۶ و دیگران (گوتز و سریواستاوا ۱۹۸۵، گوتز و همکاران، ۱۹۸۵) نتایج یک پرواز آزمایشی تصویربرداری طیف‌سنجی را بر روی نهشته‌های چشمه‌های داغ منطقه مس‌دار نوادا گزارش کردند. آنها حضور یک کانی غیرمعمول را که در کتابخانه بزرگ طیف بازتابی کانیهای جت پروپولشن^۷ وجود نداشت، گزارش کردند. زمین‌شناسان در عملیات میدانی نتوانستند برونزد سطحی منطبق با حضور کانی ناشناخته را پیدا کنند. بعداً آنالیز اشعه X ثابت کرد که این کانی بودینگتونیت است و دارای طیف بازتابی در ناحیه طیفی ۲/۴ - ۱/۸ میکرون می‌باشد. سه سال بعد، کرون^۸ و همکاران (۱۹۸۸) مقاله‌ای در مورد طیف بازتابی بودینگتونیت و سه کانی دیگر (مسکویت، کائولینیت و آلونیت) که معمولاً در سنگهای تجزیه‌شده یافت می‌شوند، چاپ کردند. بواسطه جذب NH_4 ، حداقل بازتابندگی طیفی در ۲/۱ میکرون حاصل می‌شود و از صور جذبی معمول OH در نزدیکی ۲/۲ میکرون در نمونه‌های مسکویت، کائولینیت و آلونیت (شکل ۳-۴)، قابل تفکیک و تشخیص می‌باشد. در همین مقاله کرون و دیگران اذعان داشتند که صور ساختاری کنترل‌کننده ته‌نشست بودینگتونیت می‌باشد. همچنین بیان کردند که مقاومت کانیهای آمونومدار در محیط سطحی و حضور آنها به‌همراه سنگهای میزبان غنی از مواد آلی، نشاندهنده کاربرد سنجش از دور چندطیفی در جستجوی ژئوشیمیایی

-
- 1 - Illite
 - 2 - Stratiform
 - 3 - Sterne
 - 4 - Black Smokers
 - 5 - Guyamas
 - 6 - Goetz
 - 7 - Jet Propulsion
 - 8 - Krohn



شکل ۳-۴ طیف فرسرخ نزدیک^۱ آزمایشگاهی چند کانی معمول در سنگهای آلتراه شده هیدروترمالی (لی^۲ و رینز^۳، ۱۹۸۴) در مقایسه با بودینگتونیت. توجه کنید که چگونه صور جذبی آمونیوم در نزدیکی ۲/۱ میکرون در بودینگتونیت (فلش رو به پایین) از صور جذبی OH در نزدیکی ۲/۲ میکرون در مسکویت، کائولینیت و آلونیت (فلش رو به بالا) قابل تفکیک است (کرون^۴ و همکاران، ۱۹۸۸).

- 1 - Near-Infrared
- 2 - lee
- 3 - Raines
- 4 - Krohn

کانه‌های همراه با سیالات هیدروترمال درگیر با مواد آلی، از جمله کانسارهای طلای افشان می‌باشد.

در کانسار مس نوادا، بودینگتونیت در نزدیک مرز انتقالی بین زونهای آرژیلیک و اوپالی یافت شد. کرون و همکاران (۱۹۸۸) کانیهای آمونیوم‌دار نهشته‌های چشمه‌های آبگرم منطقه مس‌دار نوادا؛ گلکوندا^۱، نوادا؛ ایوانهو^۲، نوادا و سولفوربانک کالیفرنیا را آزمایش کردند. آنها متوجه شدند که کانیهای آمونیوم‌دار بویژه در ایوانهو، در لکه‌های شعاعی از مرکز به طرف بیرون در محل زونهای آلتراسیون تشکیل می‌شوند. آنها این نهشته‌ها را در گلکوندا، نوادا و پریل، نوادا با کانسارهای طلای افشان ارتباط دادند.

آلتانر^۳ و همکاران (۱۹۸۸) مقاله‌ای منتشر کردند که پیدا شدن آمونیوم را در آلونیت‌های ژیزیر^۴ کالیفرنیا (استان سونوما) و در مجاورت یک چشمه داغ فسیل با کانی‌سازی جیوه- طلا در ناحیه ایوانهو، استان الکو، نوادا گزارش کردند. بازتابندگی طیفی آلونیت مصنوعی در مقایسه با آلونیت آمونیوم‌دار مصنوعی در ۲/۲ میکرون پهن‌تر و گودتر می‌باشد. بدین لحاظ دو نوع، و احتمالاً بیشتر، آمونیوم وجود دارد که می‌تواند با ابزار سنجش از دور چندطیفی در کانسارهای طلای افشان و دیگر کانسارهای فلزی همراه با چشمه‌های داغ در بازتابهای تجزیه‌شده هیدروترمالی مجاور با سنگهای رسوبی غنی از مواد آلی تشخیص داده شود.

بوگ^۵ و کروس^۶ (۱۹۹۴) اندازه‌گیریهای طیفی میدانی و بررسی آزمایشگاهی را برای تصحیح عمق جذب ۲/۱۲ میکرون باند جذبی آمونیوم (NH₄) و تمرکز پیوند کانی- آمونیوم در بودینگتونیت سنگهای آتشفشانی آلتره‌شده هیدروترمالی کوههای سدار^۷ جنوبی، ایالت اسمرالدا^۸، نوادا استفاده کردند. سپس آنها این تصحیح را برای داده‌های طیف‌سنج تصویربردار مرئی-فروسرخ هوابرد^۹ (AVIRIS) با تقسیم باند طیفی با طول موج ۲/۱۲ میکرون و پهنای ۰/۰۱ میکرون به "پیوستار"^{۱۰} (تغییر آهسته مولفه بازتابندگی میانگین در باندهای خارج از باند جذبی)

1 - Golconda

2 - Ivanhoe

3 - Altaner

4 - Geyser

5 - Baugh

6 - Kruse

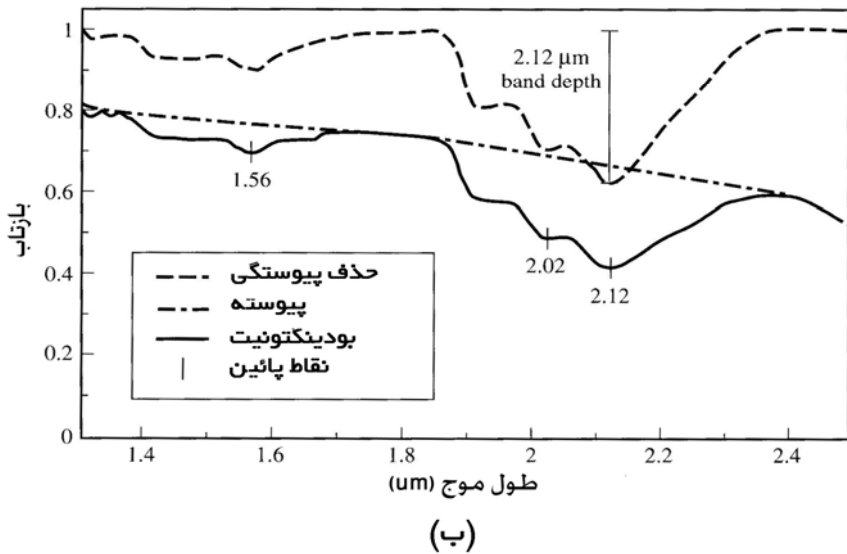
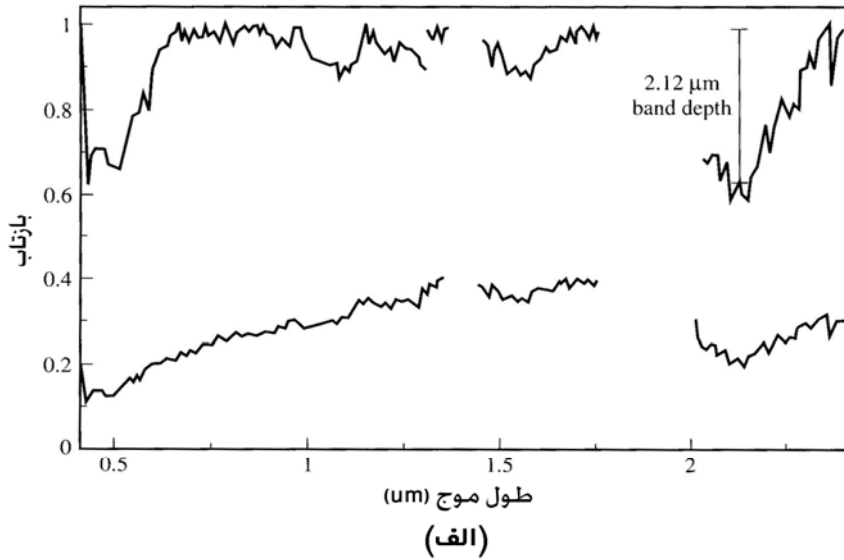
7 - Cedar

8 - Smeralda

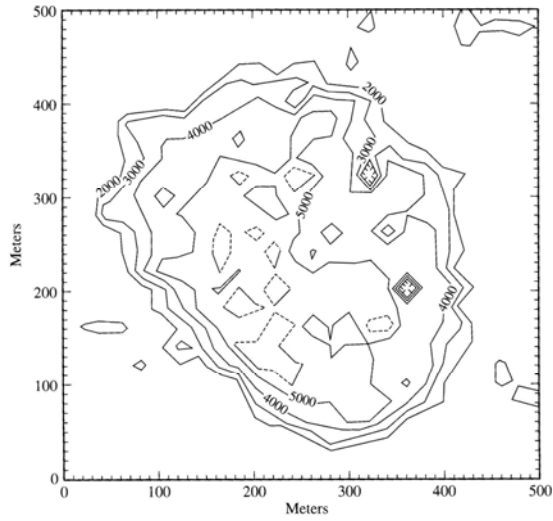
9 - Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer

10 - Continuum

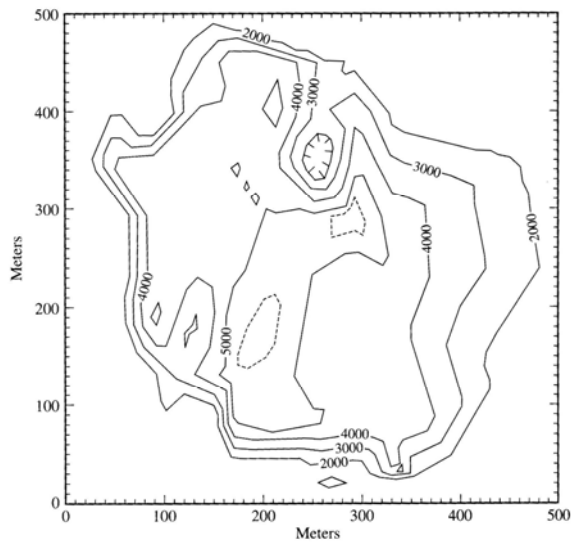
استفاده کردند. سپس نسبت طیفی داده‌های AVIRIS با استفاده از اندازه گیریهای آزمایشگاهی و طیف میدانی، که نشاندهنده تطابق خطی بین نسبت طیفی "پیوستار" و غلظت آمونیوم می‌باشد، برای پیشگویی غلظت در حد ppm آمونیوم در سنگهای سطحی استفاده شد. اشکال ۴-۱ و ۴-۲ الف و ب نشاندهنده طیف بودینگتونیت ثبت شده توسط AVIRIS و طیف آزمایشگاهی آن اشکال ۴-۵ الف و ب بترتیب نشاندهنده نقشه غلظت NH_4 بدست آمده توسط AVIRIS و نقشه غلظت اندازه گیری شده یک ناحیه آزمایشی در کوههای سدار می‌باشد. با وجودیکه شبکه نمونه برداری میدانی (۳۰ متر) بزرگتر از قدرت تفکیک داده‌های AVIRIS (۲۰ متر) می‌باشد، این دو نقشه نسبتاً با هم سازگار هستند. چون باند جذبی آمونیوم کاملاً خارج از ناحیه طول موج مرئی است، هیچکدام از اختلافات غلظت آمونیوم با چشم غیرمسلح نمی‌تواند تعیین شود. خلاصه اینکه، سنجش از دور چندطیفی یک ابزار قدرتمند برای اکتشاف طلای افشان در نواحی با پوشش گیاهی کم تراکم می‌باشد.



شکل ۴-۴) الف- طیف AVIRIS (طیف‌سنج تصویربرداری مرئی- فروسرخ هوانورد) بودینگتونیت (پایین) و طیف آزمایشگاهی آن (بالا). ب- طیف بودینگتونیت از کوه‌های سدار (بوگ و کروس، ۱۹۹۴).



(الف)



(ب)

شکل ۴-۵) الف- نقشه غلظت NH_4 بدست آمده از داده‌های AVIRIS. فاصله خطوط پربندی ۱۰۰ ppm می‌باشد و خطوط پربندی خط چین ۵۵۰۰ ppm می‌باشد. هاشورها نشاندهنده غلظت کمتر از ۲۰۰۰ ppm است. ب- نقشه غلظت NH_4 از اندازه گیریهای میدانی. فاصله خطوط پربندی ۱۰۰۰ ppm می‌باشد. خطوط پربندی خط چین نشاندهنده غلظت کمتر از ۲۰۰۰ ppm می‌باشد (بوگ و کروس، ۱۹۹۴).

سنجش از دور ژئوبوتانی در اکتشاف فلزات

سنجش از دور حتی در اکتشاف مناطقی که پوشش گیاهی زیادی دارند، مفید می‌باشد. اطلاعات ساختمانی و ژئوبوتانی اطلاعاتی هستند که می‌توانند به اکتشاف فلزات در مناطق با پوشش گیاهی زیاد، کمک کنند. نقشه‌برداری تفسیری صور خطی و خمیده خطی در تصاویر رادار یا حسگر چندطیفی می‌تواند اطلاعات ساختمانی مفیدی در مورد کالدرهای^۱ مخفی، استوکها^۲ یا گسلهای همراه با کانسارهای فلزی دربر داشته باشد. به هر حال، یک راه دقیق و غیرمستقیم اکتشاف فلزات سنگین در نواحی با پوشش گیاهی متراکم وجود دارد که در آن از مشخصات گیاهان همراه با کانی‌سازی محلی استفاده می‌شود. این روش، سنجش از دور ژئوبوتانی نامیده می‌شود و یک روش با ماهیت کاملاً چندطیفی است.

راديو مترهای با قدرت تفکیک بسیار بالا برای تعیین بی‌هنجاریهای ژئوبوتانی همراه با کانی‌سازی فلزات پایه استفاده می‌شوند (کولینز^۳، ۱۹۷۸؛ بیرنی^۴ و فرانسیسکا^۵، ۱۹۸۱). دو نوع سیمای پوشش گیاهی در روی زمینهای با کانی‌سازی پیریتی وجود دارد: اول اینکه: جابجایی در موقعیت نقطه انحنا افزایش شیب در بازتابندگی طیفی در برابر طول موج نزدیک ۰/۷ میکرون وجود دارد و دوم اینکه: تغییری در نسبت بازتابندگیها در طول موجهای ۰/۵۶۵ و ۰/۴۶۵ میکرون حاصل می‌شود. جابجایی به طول موجهای پایین‌تر بازتابندگی طیفی پوشش گیاهی در روی مناطق کانی‌سازی (در مقایسه با پوشش گیاهی در دیگر مناطق مشابه، در بخش ۰/۷۳ - ۰/۶۷ میکرون که بازتابندگی پوشش گیاهی سریعاً با افزایش طول موج زیاد می‌شود) جابجایی آبی^۶ نامیده می‌شود. مثالهایی از این موارد در شکل ۴-۶ نشان داده شده است.

لوریم^۷ و بوکستون^۸ (۱۹۸۸) در بریتیش کلمبیا^۹ جابجایی آبی را در سروهای زرد کوه هملاک^{۱۰} و غرب هملاک یافتند که همراه با افزایش مقدار آرسنیک و کانسارهای طلا بودند. شکل ۴-۶ منحنیهای طیفی میانگین حدود وجین نمونه از پوشش گیاهی سه ناحیه را نشان

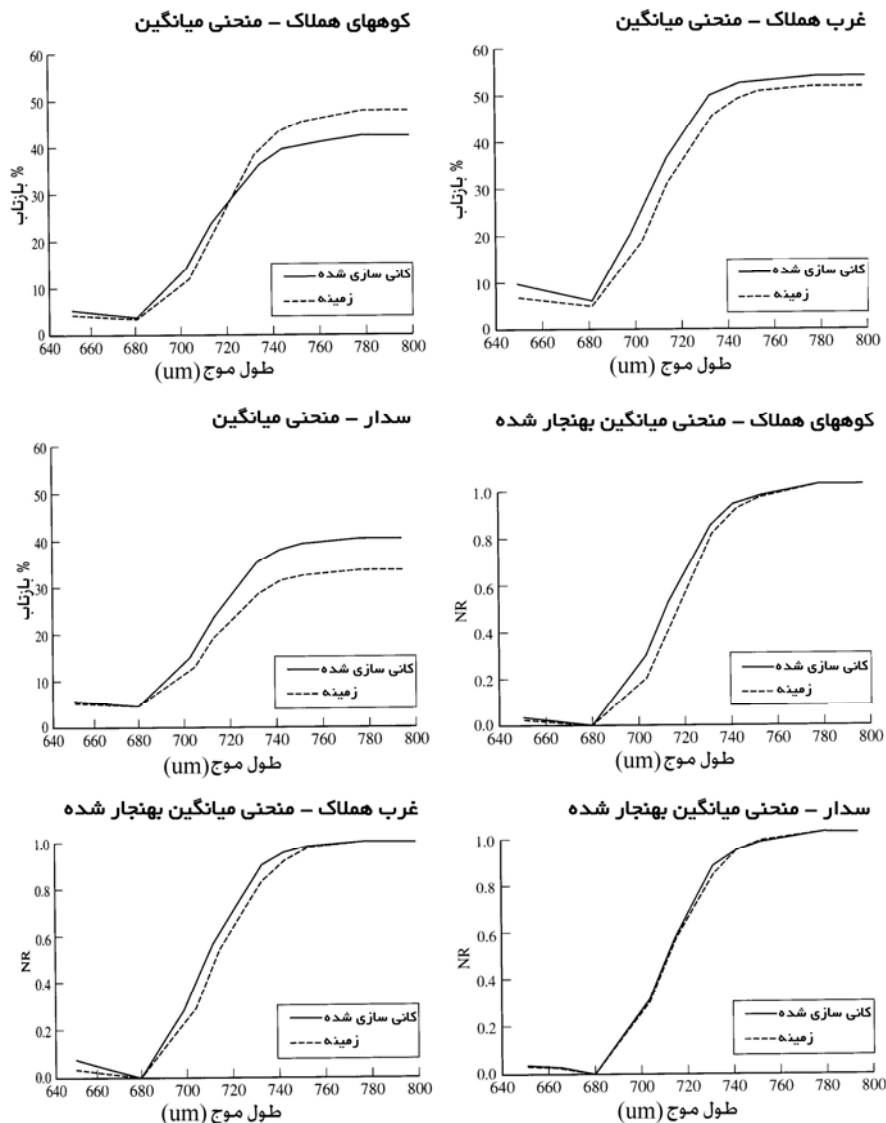
-
- 1 - Caldera
 - 2 - Stock
 - 3 - Collins
 - 4 - Birnie
 - 5 - Francisca
 - 6 - Blue Shift
 - 7 - Lourim
 - 8 - Buxton
 - 9 - British Columbia
 - 10 - Hemlock

می‌دهد که نواحی با غلظت بالای آرسنیک (و طلای بالا) و نواحی کنترلی بدون کانی‌سازی را از هم تفکیک می‌کند. از آنجاییکه باند ۳ و ۴ لندست TM بترتیب نواحی طیفی ۶۹۰-۶۳۰ نانومتر و ۹۴۰-۷۶۰ نانومتر را پوشش می‌دهند؛ مطالعه شکل ۴-۶ نشان می‌دهد که بخشهای کانی‌سازی شده کوه هملاک نسبت به بخشهای کانی‌سازی نشده، نسبت طیفی $R_{4,3}$ کمتری دارند در صورتیکه سرو زرد رفتار متفاوتی را نشان می‌دهد ($R_{4,3}$ بیشتر در روی بخشهای کانی‌سازی شده). در غرب هملاک بین نواحی کانی‌سازی شده و کانی‌سازی نشده، تفاوت کمتری در $R_{4,3}$ وجود دارد. بواسطه این رفتار پیچیده پوشش گیاهی در مقابل کانی‌سازی، یک پوششگر ابرطیفی با پوشش طول موج کلی مشابه باندهای ۳ و ۴ لندست TM به تفسیر این موضوع کمک نمی‌کند و طول موجهای دیگری در خارج از نواحی این محدوده طول موج در تفسیر آن مفید می‌باشند. تفکیک کوه هملاک و سرو زرد بعنوان کلاسهای مشخص پوشش گیاهی با تمامی باندهای طیفی لندست TM بازتابی، و کاربرد این دو کلاس بعنوان لفافه‌ای برای تصویر نسبی $R_{4,3}$ زمین‌شناسان را قانع کرد که رفتار طیفی بی‌هنجار نقشه‌برداری شده بواسطه پوشش گیاهی متأثر از کانی‌سازی می‌باشد. تروکلتی^۱ و بیرنی^۲ (۱۹۸۸) توانستند زونهای پوشش گیاهی را در نیوهمپشایر^۳ با تصویربرداری مولفه‌های اصلی داده‌های لندست TM نقشه‌برداری کنند، ولیکن اذعان داشتند که نسبت طیفی $R_{5,4}$ که صور پوشش گیاهی غیرعادی را افزایش می‌دهد، متناسب با افزایش ارتفاع بالاتر از سطح تراز دریاست. این تناسب بدین معناست که پوشش گیاهی ارتفاعات بالاتر مشابه پوشش گیاهی روی نواحی دارای تمرکز بالای فلزات است.

هورنزی^۴ و همکاران (۱۹۸۸) در ایالت زمین‌شناسی گرنویل کانادا دریافتند که با کاربرد تصاویر لندست TM، داده‌های ارتفاعی (DEM) و اندازه‌گیریهای میدانی ژئوشیمیایی-زمین‌شناسی می‌توان نواحی کانی‌سازی شده با پوشش گیاهی تعیین کرد. همچنین متوجه شدند که تصاویر رادار در بررسیهای ژئوبوتانی صرفاً برای اطلاعات شیب و ظاهر ناحیه مفید است و می‌تواند از داده‌های ارتفاعی (DEM) حاصل شود.

کانیهای سمی می‌توانند بر روی انواع متفاوت پوشش گیاهی بی‌هنجاریهای طیفی متفاوت تولید کنند که بعضی از آنها پهنای طیفی خیلی کمی دارند. همانطور که تپر^۵ و دمپسی^۱ (۱۹۸۸)

-
- 1 - Torcoletti
 - 2 - Birnie
 - 3 - New Hampshire
 - 4 - Hornsby
 - 5 - Tapper



شکل ۴-۶) منحنی میانگین بازتابندگی طیفی و منحنیهای طیفی بهنجار شده کوه هملاک، غرب هملاک و سرو زرد در روی نواحی کانی سازی نشده (خط چین) و کانی سازی شده (خط پر) طلا و آرسنیک در بریتیش کلمبیا، کانادا. منحنیهای بهنجار شده با استفاده از مقیاس سازی حداقل و حداکثر منحنیهای بازتابندگی طیفی میانگین بین ۰/۰ و ۱/۰ بترتیب برای هر کدام از سه نوع پوشش گیاهی تعیین شده اند (لوریم و بوکستون، ۱۹۸۸).

ذکر کرده‌اند، تفسیر این طیفهای بازتابی کار ساده‌ای نیست. آنها گزارش کردند که نقشه‌های حاصل از طبقه‌بندی راهنمایی شده پوشش گیاهی (که از داده‌های با قدرت تفکیک فضایی یک متر و بوسیله یک هوابرد با آرایه خطی دارای ۵ باند طیفی باریک با مراکز طول موج ۰/۶۸۰، ۰/۷۱۳، ۰/۷۵۳، ۰/۷۸۲ و ۰/۷۹۷ میکرون تولید شده‌اند) برای کاربردی شدن مستلزم داشتن اطلاعات ژئوشیمیایی پایه از این منطقه می‌باشد. با وجود این، آنها ۹ ناحیه طول موج فرسوخ بازتابی بلندتر بین ۰/۸ و ۲/۵ میکرون را بکار بردند ولی اثرات شیب توپوگرافی و تابش خورشیدی را تصحیح نکردند

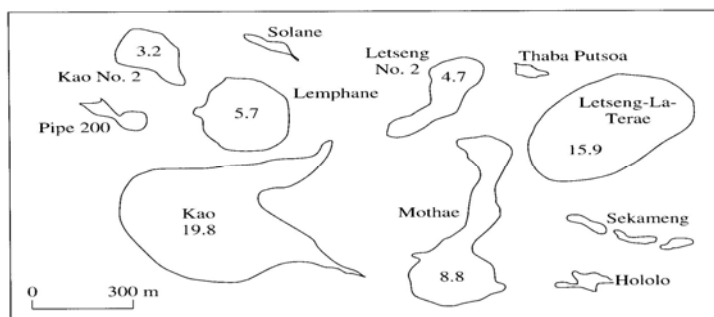
سنجش از دور ژئوبوتانی مستلزم تحقیقات بیشتری است زیرا بسیاری از مناطق کشف نشده دنیا و بااهمیت از نظر فلزات پایه و قیمتی کاملاً از گیاهان پوشیده هستند و بدین لحاظ پوششگرهای ابرطیفی تجاری مناسبی تا چند سال آینده در مدار قرار خواهند گرفت. کوران و کوپیک (۱۹۹۵) تطابق خوبی بین بازتابدگیهای ثبت شده توسط یک تصویربردار ابرطیفی هوابرد و غلظتهای بیوشیمیایی آب، سلولز، لیگنین، نیتروژن و کلروفیل یافتند. با وجودیکه بی‌هنجاریهای پوشش گیاهی متأثر از کانی‌سازی محلی از لحاظ کمی مرتبط با غلظتهای بیوشیمیایی است، امکان بهبود کامل داده‌های تصاویر ابرطیفی برای سنجش از دور چندطیفی وجود دارد. با توجه به جنبه‌های عمومی ژئوبوتانی، محققین محیط زیست و زمین‌شناسان اکتشافی می‌توانند از تحقیقاتی که در این مورد انجام می‌شود، استفاده کنند.

کاربرد سنجش از دور در اکتشاف الماس و کانیهای عناصر خاکهای کمیاب

با افزایش تقاضای بازار جهانی برای کالاهای گرانبه‌قیمت، سنجش از دور ماهواره‌ای در طی دو دهه تاریخ لندست به اکتشاف فلزات قیمتی، الماس و کانیهای عناصر خاکهای کمیاب متمایل شده است. این بخش به اکتشاف الماس و کانیهای عناصر خاکهای کمیاب، که هر دو آنها هم‌آینده زمین‌شناسی با سنگهای اولترامافیک^۱ دارند، اختصاص داده شده است. از آنجاییکه سنگهای اولترامافیک منشاء گوشته‌ای دارند، کمیاب می‌باشند.

الف - اکتشاف الماس

چندین مشخصه منحصر بفرد الماس و اصولاً بسته به شرایط زمین شناسی غیر عادی لازم برای تولید الماس باعث شده است که بتوان از سنجش از دور برای اکتشاف آنها استفاده کرد. الماسها همراه با ماگماهای اولترامافیک با منشاء گوشته فوقانی^۱ هستند و در طول شکستگیهای عمیق پوسته به سطح رسیده اند. کیمبرلیت ها^۲ و لمپروئیت ها^۳ با ترکیب اولترامافیک محصولات فرآیندی مشابه هستند و در ایالات الماس دار در مجاورت یکدیگر یافت می شوند. این ایالات الماس دار معمولاً در درون صفحات قاره ای پایدار از نظر لرزه ای، که کراتون^۴ نامیده می شوند، یافت می گردند. قدیمی ترین ناحیه تولید الماس در کیمبرلیت های جنوب آفریقا می باشد و فعالیت آن از حدود یک قرن پیش شروع شده است. محدوده دودکشهای^۵ کیمبرلیتی لسوتو^۶ در جنوب آفریقا و مساحت آنها بر حسب هکتار در شکل ۴-۷ نشان داده شده است (ایوانز^۷، ۱۹۹۳، نیکسون^۸، ۱۹۸۰). یک پیکسل تصویر لندست TM (در تمامی باندها بجز فرسرخ حرارتی) ۹۰۰ مترمربع یا ۰/۰۹ هکتار را پوشش می دهد، که بدین ترتیب ۱۱/۱۱ پیکسل لندست TM در هر هکتار وجود دارد. بنابراین کوچکترین دودکشهای کیمبرلیتی در شکل ۴-۷ ناحیه ای با چند پیکسل TM را پوشش می دهند.



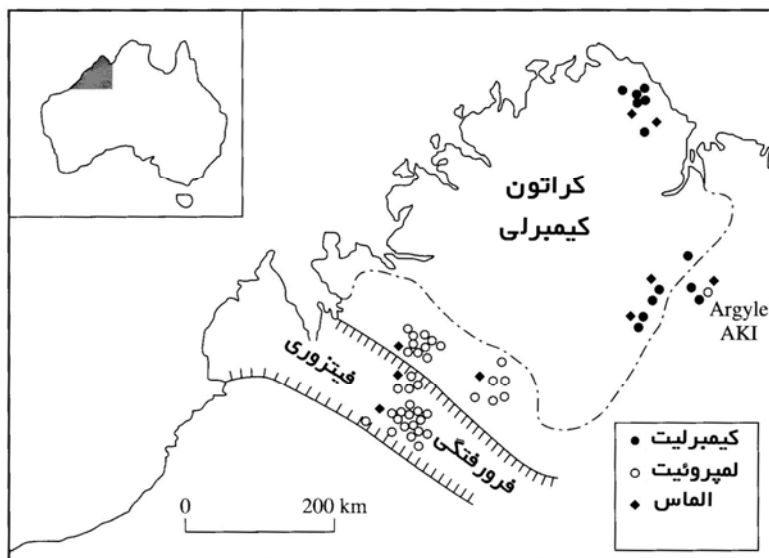
شکل ۴-۷) محدوده های سطحی و مساحت (بر حسب هکتار) بعضی از دودکشهای کیمبرلیتی نواحی مختلف لسوتو (ایوانز، ۱۹۹۳).

- 1 - Upper Mantle
- 2 - Kimberlite
- 3 - Lamproite
- 4 - Craton
- 5 - Pipes
- 6 - Lesotho
- 7 - Evans
- 8 - Nixon

در سال ۱۹۸۰، چندین کانسار اقتصادی معین الماس در لمپروئیت‌های غرب استرالیا یافت شدند و اکثر آنها برای زمین‌شناسان جنوب آفریقا شگفت‌آور بودند. اولین اکتشاف الماس در غرب استرالیا توسط زمین‌شناسان جنوب آفریقا انجام شد. با وجودیکه الماسهای پراکنده‌ای در غرب استرالیا یافت شده بودند، روشهای مرسوم جنوب آفریقا برای اکتشاف الماس بکار گرفته شدند. این روشها شامل نمونه‌برداری منظم خاکها در یک شبکه نمونه‌برداری در دو بعد بود. با این روش شاخص کانی مشخصی کانسارهای جنوب آفریقا پیدا نشد. از بین دویست کیمبرلیت تنها یکی از آنها دارای کانسار اقتصادی الماس بود؛ ولیکن حتی با کاربرد چنین استانداردی کیمبرلیت‌های غرب استرالیا نسبتاً نابارور به نظر می‌رسند. زمین‌شناسانی که در این منطقه کار می‌کردند، همگی توافق نظر داشتند که خاکهای باقیمانده غرب استرالیا نسبت به خاکهای آفریقای جنوبی کمتر می‌باشند (از ناحیه منشاء بیشتر حمل شده‌اند). این پیشامد نشان داد که روشهای مرسوم آفریقا برای کشف الماس در استرالیا مناسب نیستند. زمین‌شناسان معتقد بودند که لمپروئیت‌های غرب استرالیا بارورتر از کیمبرلیت‌ها هستند. بدین ترتیب روشهای اکتشافی مرسوم کنار گذاشته شد و روش اکتشاف استرالیایی استفاده شد. بعد از آن زمین‌شناسان اکتشافی از شرکتهای جنوب آفریقا خارج و وارد شرکت اکتشاف الماس در استرالیا شدند. بعد از آن چندین کانسار اقتصادی الماس در لمپروئیت‌های غرب استرالیا یافت شد و این شرکت تبدیل به یک شرکت معتبر معدنکاری الماس شد. شکل ۴-۸ رخدادهای لمپروئیت‌ها، کیمبرلیت‌ها و الماسهای غرب استرالیا را نشان می‌دهد (ایوانز، ۱۹۹۳).

لمپروئیت‌ها و کیمبرلیت‌ها به دو دلیل مشترک می‌توانند با استفاده از سنجش از دور مورد بررسی اکتشافی قرار گیرند. اول اینکه؛ هر دوی آنها ترکیب اولترامافیک دارند و بدین ترتیب یک پویشگر چندطیفی دارای حداقل دو باند طیفی در ناحیه طول موج ۱۴-۸ میکرون می‌تواند برون‌زدهای لمپروئیت‌ها یا کیمبرلیت‌ها را نسبت به هم تشخیص دهد. الیوین که مهمترین متشکله کیمبرلیت‌ها نسبت به لمپروئیت‌هاست، باند پرتو باقیمانده با طول موج بلندتری نسبت به دیگر کانیهای سیلیکاته دارد. متأسفانه ماهواره‌های تجاری با بیش از یک باند طیفی در ناحیه طول موج ۱۴-۸ میکرون وجود ندارد و بدین ترتیب سنجش از دور چندطیفی برای تشخیص برون‌زدهای سنگهای اولترامافیک تنها با استفاده از پویشگرهای هوابرد نظیر TIMS (پویشگر چندطیفی فرسرخ حرارتی) قابل استفاده است. با مقایسه باندهای طیفی TIMS، که در پیوست الف آورده شده است، با طیف بازتابی فابالیت (فصل دوم)، مشخص می‌شود که نسبت طیفی $(R_{6,4})_{TIMS}$ بهترین انتخاب برای نقشه‌برداری رخنمونهای کیمبرلیت و

لمپروئیت است. کیمبرلیت‌ها رخنمونهای کیمیایی دارند، زیرا الیوین مقاومت کمی در برابر هوازدگی دارد.



شکل ۴-۸) رخدادهای کیمبرلیت‌ها، لمپروئیت‌ها و الماس ناحیه کیمبرلی غرب استرالیا (ایوانز، ۱۹۹۳؛ اتکینسون و همکاران، ۱۹۸۴).

دومین سیمای قابل تشخیص کیمبرلیت‌ها و لمپروئیت‌ها توسط سنجش از دور، بی‌هنجاری قوی حلقوی مغناطیسی است که معمولاً در حاشیهٔ بلافضل سنگهای اولترامافیک قرار دارد. موقعی که تصاویر ژئوفیزیکی داده‌های مغناطیس‌سنجی هوایی تولید شود، کیمبرلیت‌ها و لمپروئیت‌ها (خواه دارای رخنمون سطحی باشند و یا در عمق کم زیر سطح قرار داشته باشند) بی‌هنجاری زیاد مغناطیس حلقوی با قطری کمتر از ۱۰ کیلومتر نشان می‌دهند. یکی از مزایای تصاویر ژئوفیزیکی امکان مشاهدهٔ اثرات مغناطیسی گسل در طول مجاری انفجاری است. این موضوع می‌تواند در تعیین دیگر بی‌هنجاریهای مغناطیس حلقوی در طول صور مشابه استفاده شود. چنین صور عمیقی معمولاً بقدر کافی طویل هستند و بنابراین نقشه‌برداری با داده‌های مغناطیس‌سنجی هوایی برای کسب بهترین نتیجه باید در منطقهٔ وسیعی انجام شود (نواحی با پوشش ۵۰ × ۵۰ کیلومتر یا وسیع‌تر).

کیمبرلیت‌ها و لمپروئیت‌ها تفاوتی را نشان می‌دهند که برای سنجش از دور بسیار بااهمیت است. لمپروئیت‌ها در مقابل هوازدگی مقاومتر از کیمبرلیت‌ها هستند. در استرالیا، لمپروئیت‌ها غالباً بصورت حلقوی و مرتفع‌تر از سنگهای رسوبی اطراف می‌باشند. بعبارت دیگر، کیمبرلیت‌ها راحتتر از سنگهای رسوبی فرسایش می‌یابند. این خصوصیت باعث می‌شود رخنمونهای کیمبرلیتی کمیاب باشند ولیکن فرورفتگیهای حلقوی کم‌عمقی در روی کیمبرلیت‌ها تشکیل می‌شود. در نواحی غرب استرالیا کفه‌های حلقوی تشکیل شده‌اند که توسط رس پر شده‌اند، زیرا هرزآبهای سطحی مواد ریزدانه را وارد این حوضچه کم عمق می‌کند. با تبخیر آب، رسها بر جا می‌مانند و در مقایسه با ماسه‌سنگ یا آهکهای اطراف روشن‌تر هستند. این پهنه‌های رسی حلقوی با قطر ۱/۰-۰/۲۵ کیلومتر، در تصاویر مرکب رنگی کاذب متشکل از دو باند مرئی و یک باند فرورسرخ بازتابی برنگ سفید دیده می‌شوند. اگر داده‌های مغناطیس‌سنجی هوایی در دسترس باشند، چنین صور حلقوی دارای بی‌هنجاریهای مغناطیسی حلقوی شکل هستند و می‌توانند بعنوان محل‌های کیمبرلیت زیر سطحی در نظر گرفته شوند. بنابراین هم‌آینده داده‌های پویسنگر چندطیفی با تصاویر ژئوفیزیکی داده‌های مغناطیس هوایی برای اکتشاف الماس مفید می‌باشند.

ب- اکتشاف کانیهای عناصر خاکی کمیاب

مهمترین منبع کانیهای عناصر خاکی کمیاب، سنگهای غیر معمولی بنام کربناتیت^۱ هستند که همراه با سنگهای آلکالن یافت می‌شوند. در صورتیکه اکثر سنگهای کربناته سطح زمین منشاء رسوبی دارند، کمپلکسهای کربناتیت از توده‌های نفوذی کربنات ماگمایی و همراه با سنگهای آلکالن بازیک تشکیل می‌شوند. سنگهای آلکالن بازیک معمولاً در نواحی کراتون پایدار همراه با دمه‌های^۲ ناحیه‌ای و گسلش و کافت‌زایی^۳ وابسته یافت می‌شوند (ایوانز، ۱۹۹۳). کمپلکسهای کربناتیت بصورت توده‌های نفوذی یا آتشفشانی بصورت ته‌نشست محلولهای هیدروترمال در طول شکستگیها و با جایگزینی سنگهای سیلیکاته و کربناتیت‌های قبلی تشکیل می‌شوند. کربناتیت‌ها معمولاً در سنگهای آلکالن همراه جایگزین می‌شوند.

1 - Carbonatite
2 - Dom
3 - Rifting

حدود ۳۳۰ رخداد کربناتیت در سراسر دنیا وجود دارد. از بین چهار نوع کربناتیت شناخته شده، فروکربناتیت‌ها^۱ از کانیهای عناصر خاکهای کمیاب و رادیواکتیوها بارورتر از بقیه می‌باشند. در فروکربناتیت‌ها، کربناتهای آهن‌دار نظیر سیدریت^۲ و آنکریت^۳ و دیگر کانیهای کربناتی معمول مثل کلسیت و دولومیت یافت می‌شوند.

به سه دلیل روز به روز بر اهمیت فروکربناتیت‌ها افزوده می‌شود. اول اینکه: منبع عناصر خاکهای کمیاب هستند و تقاضای استفاده از آنها برای لیزرها و ابررساناهای دمای بالا رو به افزایش است. دوم اینکه: غالباً دارای مقادیر زیادی نیوبیوم^۴ هستند که برای ساخت آلیاژهای دمای بالای هوانوردهای مافوق صوت بکار می‌رود. سوم اینکه: دارای مقادیر نسبتاً زیادی سیدریت و آنکریت هستند که یک شاخص منحصر بفرد چندطیفی است که باعث می‌شود با استفاده از روشهای سنجش از دور چندطیفی براحتی از سنگهای کربناتی معمولی قابل تفکیک باشند.

بارورترین فروکربناتیت‌ها در کوه پاس^۵ کالیفرنیا قرار دارد و بزرگترین توده کانسار عناصر خاکهای کمیاب در دنیاست. اولین کانیهای عناصر خاکهای کمیاب که در این سنگها تشکیل می‌شود، بستنزیت^۶ و پاریزیت^۷ همراه با باریت و پیروکلر^۸ (کانی نیوبیوم‌دار) می‌باشد. کربناتیت کوه پاس یک توده نفوذی با سن پرکامبرین است که در سنگهای گنایسی^۹ پرکامبرین نفوذ کرده و محیط تکتونیکی آن شدیداً تحت تأثیر دگر شکلیهای بعدی قرار گرفته است که می‌تواند توضیحی برای عدم مشاهده سنگهای آلکان همراه با این توده‌ها باشد. یک توده سنگ کربناتیت حداکثر ۲۰۰ متر عرض و حدود ۷۳۰ متر طول دارد. رخنمون وسیع آن و ادخالهای سیدریت و آنکریت باعث می‌شود که این سنگها در تصویر مرکب رنگی لندست TM از باندهای ۱، ۴ و ۷ بصورتیکه در تصویر رنگی شماره ۲۳ نشان داده شده، قابل تفکیک از سنگهای اطراف می‌باشد. عموماً باند جذبی اکسید فریک نزدیک طول موج ۱/۰ میکرون یک تابع

-
- 1 - Ferro Carbonatite
 - 2 - Siderite
 - 3 - Ankerite
 - 4 - Niobium
 - 5 - Pass
 - 6 - Bastansite
 - 7 - Parisite
 - 8 - Pyrochlore
 - 9 - Gneisses

دورسنجی مهم برای شناسایی کربناتیت‌هاست. کلمیت^۱ یک اکسید آهن- نیویوم است که همراه بعضی فروکربناتیت‌ها یافت می‌شود که با افزایش طول موج از ۰/۴-۲/۵ میکرون بازتابندگی بیشتری پیدا می‌کند و در طبیعت بیشترین نسبت طیفی باند ۷ به باند ۵ لندست TM را دارد. اگرچه کربناتیت کوه پاس با سنگهای آلکالن بازیک نظیر نفلین سینیت همراه نیستند، این سنگهای سیلیکاتی غیرعادی دارای مشخصه چندطیفی غیرمعمول هستند (بویژه اگر ناحیه فرورسرخ حرارتی ۸-۱۴ میکرون در محدوده داده‌های پویشرگر قرار داشته باشند). این مشخصه‌ها برای نقشه‌برداری کربناتیت‌ها در نواحی دیگر مفید می‌باشند. کربناتیت‌ها اغلب بی‌هنجاریهای مغناطیس قوی نشان می‌دهند که تصاویر ژئوفیزیکی داده‌های مغناطیس هوایی می‌توانند آن را آشکار کنند. همانند اکتشاف الماس، هم‌آیندی تصاویر ژئوفیزیکی و تصاویر سنجش از دور چندطیفی می‌تواند برای اکتشاف کمپلکسهای کربناتیت مفید باشند.

از بین چهار نوع کربناتیت مختلف که در اطراف دنیا پیدا می‌شوند، این رخدادهای کمیاب کربناتی آذرین اغلب برای فسفر (از آپاتیت)، مگنتیت، زیرکونیوم، فلوریت، باریت، استرانسیوم، آهک، توریوم و مس معدنکاری می‌شوند.

کاربرد سنجش از دور در اکتشاف کانیهای صنعتی

کانیهای صنعتی بعنوان هر ماده طبیعی باارزش اقتصادی به استثناء کانه‌های فلزی، کانیهای سوختی و سنگهای زینتی تعریف می‌شوند. در بین سالهای ۱۹۰۰ تا ۱۹۷۰ کاربرد جهانی کانیهای فلزی حدود ۱۰۰۰ برابر، کانیهای انرژی‌زا حدود ۱۱۰۰ برابر و کانیهای صنعتی حدود ۱۹۰۰ برابر افزایش یافت. در سال ۱۹۸۳ کانیهای صنعتی ۷۲ درصد تولید کل کانیها و ۴۰ درصد قیمت کل کانیهای استخراج شده را شامل می‌شدند. دومین گروه بزرگ کانیها یعنی سوختهای جامد، ۲۴ درصد تولید کانیها و ۳۸ درصد قیمت کل کانیها را تشکیل می‌دادند. فلزات و کانه‌ها (سومین گروه) ۴ درصد تولید کل و ۱۳ درصد قیمت کل کانیهای استخراج شده را تشکیل می‌دادند (ایوانز، ۱۹۹۳). در حقیقت، یکی از بهترین آزمایشات درجه صنعتی شدن ملی، نسبت ارزش کانیهای صنعتی استخراج شده به ارزش دیگر کانیهای استخراج شده می‌باشد. این نسبت برای تمامی کشورهای شناخته شده صنعتی بزرگتر از ۱/۰ می‌باشد. شاید بزرگترین تفاوت بین کانیهای صنعتی و دیگر کانیها، کم بودن قابل ملاحظه قیمت واحد کانیهای صنعتی است که

حمل آنها تا فواصل طولانی باعث افزایش قابل توجه قیمت آنها می‌شود. این تفاوت باعث می‌شود اکتشاف کانیهای صنعتی نزدیک به بازار مصرف مورد توجه واقع شود. از این رو ترکیب اطلاعات سنجش از دور با سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) برای یافتن کانسارهای جدید و ارزیابی آنها بر طبق فاصله از بازار مصرف نتایج بسیار خوبی خواهد داشت. مقالات سنجش از دور و GIS در مورد اکتشاف کانیهای صنعتی نسبتاً کمیاب می‌باشند. بنابراین اکتشاف کانیهای صنعتی می‌تواند زمینه‌ای برای عرضه خدمات و نرم‌افزارهای سنجش از دور و GIS باشد.

اگر تصویر سنجش از دور طبقه‌بندی شده یا آشکارسازی شده که رخنمون کانیهای صنعتی یا خاکها را نشان می‌دهد، با نقشه شبکه حمل و نقل و محل مصرف رقومی شده مورد بررسی قرار گیرند، توانایی ترکیب این دو سیستم وجود خواهد داشت. چندین الگوریتم ترکیب هندسی در تمام بسته‌های نرم‌افزاری پردازش تصویر تجاری وجود دارد. در چنین مطالعه‌ای، کاربر تعداد ۱۰ نقطه کنترل زمینی، و یا تعداد کمتری را با مختصات معلوم مشخص می‌کند. پولی گونهای مشخص‌کننده مرز کانسارها بعنوان ورودی GIS از تصویر سنجش از دور تعیین می‌شوند. سپس حداقل فاصله بازار مصرف (نظیر صنایع آسفالت‌کاری، محل ساخت جاده یا کارخانه شیشه) از هر کدام از کانسارهای صنعتی تعیین می‌شود. حداقل فاصله به هزینه حمل و نقل تبدیل می‌شود، که مهمترین عاملی است که ارزش اقتصادی یک کانسار صنعتی را تعیین می‌کند.

بجای فهرست کردن یک به یک کانسارهای صنعتی و توضیح کاربردهای سنجش از دور در مورد هر کدام از آنها، این بخش به تواناییهای سنجش از دور و کاربرد آن در مورد هر کدام از کانسارها می‌پردازد.

نقشه‌برداری محتوی کوارتز در رخنمون سنگها و خاکها با استفاده از نسبی کردن طیفی دو باند فروسرخ حرارتی در ناحیه طول موج ۸-۱۴ میکرون ابتدائاً برای نقشه‌برداری رخنمونهای ماسه‌سنگی دارای ماسه‌های با کیفیت بالا و مناسب برای ساخت شیشه بکار برده شده‌اند (وینسنت و همکاران، ۱۹۷۲). این روش می‌تواند با نسبی‌سازی طیفی اکسید فریک برای حذف ماسه‌های با سیلیس بالا که با اکسیدهای فریک آلودگی پیدا کرده‌اند و در نتیجه باعث کاهش ارزش اقتصادی کانسار ماسه می‌گردد، بکار برده شود. همچنین روشهای بررسی اینرسی حرارتی (گیلسپای^۱ و کهل^۲، ۱۹۷۷) می‌تواند برای تعیین کانسار ماسه در دره‌های رودخانه‌ای

1 - Gillespie

2 - Kahle

قدیمی و صور یخچالی استفاده شود. اندازه گیریهای اینرسی حرارتی با یک باند حرارتی منفرد جمع آوری شده در دو زمان متفاوت استفاده می شود (معمولاً یکی در شب و یکی در روز). این باند حرارتی برای نقشه برداری نواحی استفاده می شود که سریعتر یا آهسته تر از محیط اطراف سرد یا گرم می شوند. حتی یک داده جمع آوری شده در شب می تواند اطلاعات مفیدی در اختیار زمین شناس قرار دهد. برای مثال، عبور شب هنگام ماهواره نقشه بردار ظرفیت گرمایی^۱ (HCMM) (که مدت زمان زیادی در مدار نبود) با قدرت تفکیک فضایی ۶۰۰ متر در میشیگان برای نقشه برداری خاکهای با سرعت نفوذ بالا (خاکهای ماسه ای) و تورب باتلاقی استفاده شد (وینسنت و همکاران، ۱۹۸۱). یک پوششگر چندطیفی فروسرخ حرارتی (بیش از یک باند) می تواند برای نقشه برداری نسبت طیفی و حرارتی بکار گرفته شود.

از امکان نقشه برداری سیلیس در اکتشاف پرلیت و سنگ ریولیتی شیشه ای، که در ساخت مواد عایق حرارتی و صوتی بکار برده می شوند، استفاده می شود. صور طیفی فروسرخ حرارتی و فروسرخ بازتابی ویژه کانیهای فسفات به روشی مشابه (نسبی سازی یک جفت باند فروسرخ حرارتی و یک جفت فروسرخ بازتابی) در نقشه برداری کانسارهای فسفات استفاده می شود. در فصل دوم بازتابندگی طیفی فروسرخ حرارتی یک شیل فسفات نشان داده شده است که معرف باند پرتو باقیمانده فسفات در ناحیه طول موج ۹-۱۰ میکرون می باشد.

تمامی انواع رسها بعنوان کانیهای صنعتی در صنایع سرامیک، آجرسازی، کاتالیزورها و ... استفاده می شوند. باندهای جذبی یون هیدروکسیل در ناحیه ۲/۵-۲/۰ میکرون می تواند برای نقشه برداری رسهای صنعتی و همچنین برای نقشه برداری رسها و همراه با آلتراسیون (قبلاً در همین فصل بحث شد) استفاده می شوند. امان^۲ و ورگو^۳ (۱۹۸۶) نشان دادند که ژئولیتها^۴ (کانیهای صنعتی شبه رسی که آب را جذب و از دست می دهند و کاتیونهایی با اندازه متفاوت بدون تغییر ساختار دارند) می توانند رسهای دی اکتاهدرال^۵ (مثل کائولینیت، مونت مورینیت و مسکویت) با استفاده از عدم حضور طیف بازتابی در ژئولیتها و حضور صور جذبی ۲/۲ در رسهای دی اکتاهدرال (حداقل بازتابندگی) حاصل از باند جذبی Al-OH تشخیص داده شوند. اگرچه این سیمای طیفی بقدری باریک است که نمی تواند بوسیله باند ۷ لندست TM (۲/۰۸-

1 - Heat Capacity Mapping Mission

2 - Ehmann

3 - Vergo

4 - Zeolite

5 - Dioctahedral

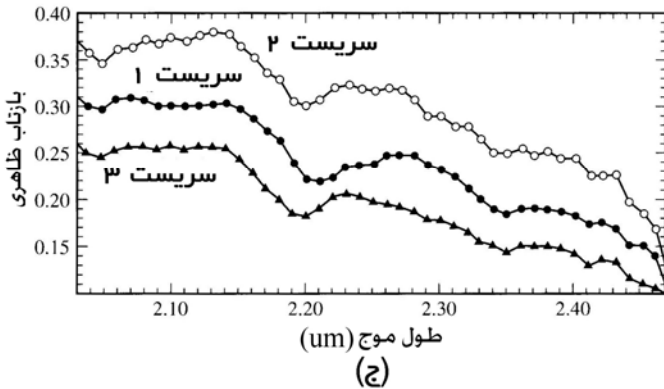
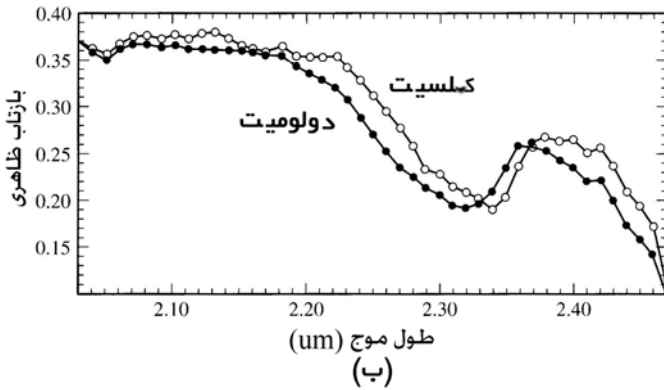
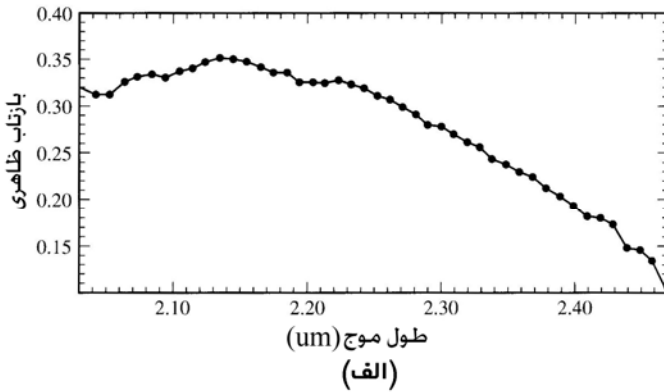
۲/۳۵ میکرون) شناسایی شود، امکان نقشه‌برداری ژئولیت‌ها با حسگرهای ابرطیفی نظیر AVIRIS، که ناحیه طول موج ۲/۰-۲/۵ میکرون را به تعدادی باند طیفی تقسیم می‌کند، وجود دارد. اشکال ۴-۹ و ۴-۱۰ (بوردمن^۱ و کروس، ۱۹۹۴)، بترتیب منحنی بازتابندگی طیفی ژئولیت، کلسیت، دولومیت و سه نوع سربیسیت را که از داده‌های AVIRIS بدست آمده، به همراه نقشه‌های فراوانی (نقشه‌های با تشابه طیفی) هر کدام از این مواد را برای ناحیه‌ای در کوه‌های گراپ‌وین^۲، نوادا نشان می‌دهد.

نسبتهای طیفی برای تفکیک رخنمونهای ژپیس استفاده شده‌اند. باندهای جذبی آنها در ناحیه ۲/۰-۲/۵ میکرون قرار دارند و بازتابندگی تاریکتر آنها در مقایسه با کلسیت و رس که دارای باند جذبی در ناحیه ۲/۰-۲/۵ میکرون می‌باشند، در ناحیه ۱/۷۵-۱/۵۵ میکرون می‌باشد. ژپیس یک سولفات کلسیم هیدراته است و بعنوان یکی از مهمترین کانیهای تبخیری صنعتی به دلیل ارزش آن در ساخت مواد ساختمانی و اسید سولفوریک و همچنین به دلیل همراهی با کانسارهای گوگرد حائز اهمیت است.

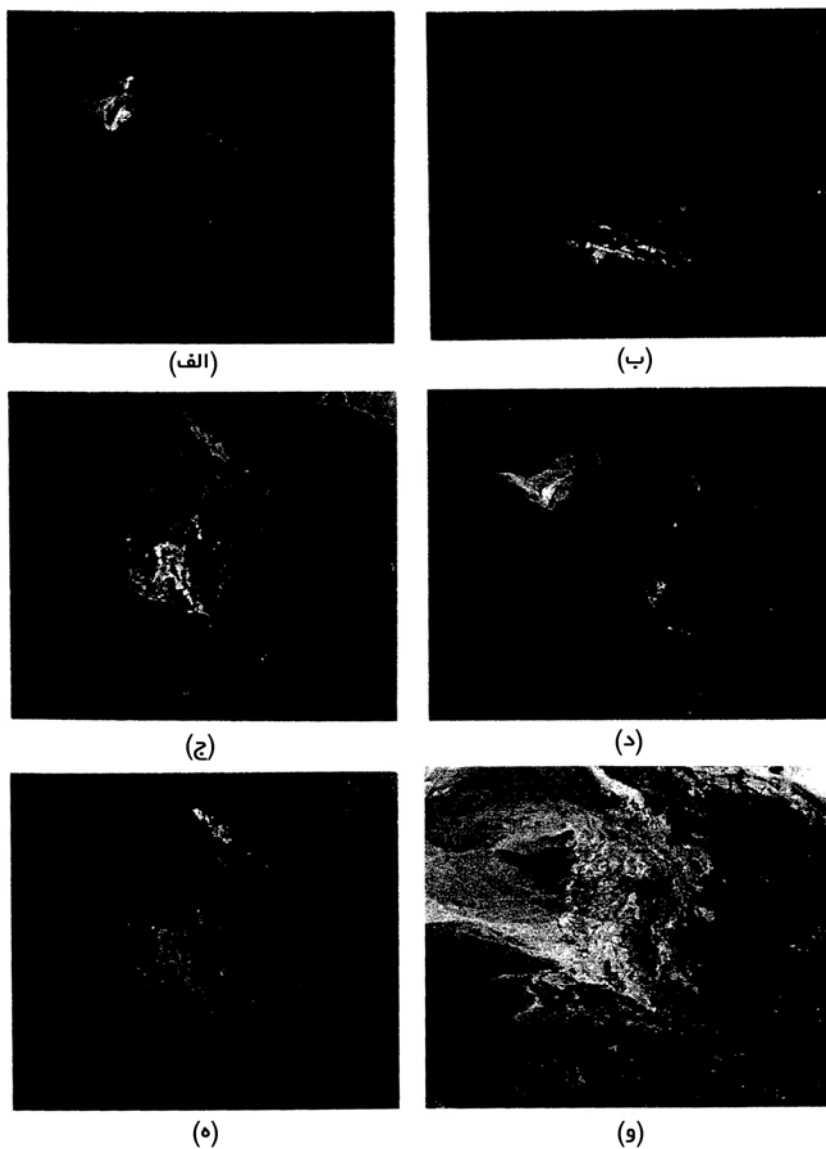
توانمندی تصاویر نسبت طیفی در کاهش اثرات جوی، تابش خورشیدی و پوشش گیاهی (اگرچه هر دو منطقه مذکور در منطقه نیمه گرمسیر قرار دارند، ولیکن دارای گونه‌های گیاهی متفاوتی می‌باشند) دلایلی است که زمین‌شناسان می‌توانند رخنمونهای ژپیس را با پیدا کنند.

کانسارهای منیزیت^۳ و بوکسیت^۴ با تفسیر تصاویر مرکب رنگی کاذب لندست MSS در جنوب هند نقشه‌برداری شدند (جوشی^۵، ۱۹۸۸). منیزیت حاصل از آلتراسیون سنگهای دونیت-پیروکسنیت در تصاویر مرکب رنگی باندهای ۴، ۵ و ۷ که بترتیب بصورت آبی، سبز و قرمز نشان داده شده‌اند، بدلیل نبودن پوشش گیاهی برنگ سفید دیده می‌شوند. کانسارهای بوکسیت در تصاویر نسبی رنگی MSS در ارتفاعات بالا با ضخامت کم، بافت درشت و با پوشش خاکهای لاتریتی^۶ در روی تپه‌های مسطح با پوشش گیاهی پراکنده، قرار داشتند.

-
- 1 - Boardman
 - 2 - Grape Vine
 - 3 - Magnesite
 - 4 - Bauxite
 - 5 - Joshi
 - 6 - Laterite



شکل ۴-۹) طیف بازتابندگی در ناحیه طول موج ۲/۵-۲/۰ میکرون برای الف- عضو انتهایی زئولیت، ب- اعضای انتهایی کربنات (دولومیت و کلسیت) و ج- اعضای انتهایی فیلسیلیکاتها (سریست ۱، سریست ۲ و سریست ۳)، (بوردمن و کروس، ۱۹۹۴).



شکل ۴-۱۰) نقشه‌های فضایی شش عضو انتهایی توضیح داده شده در شکل ۴-۹-الف تا ج. الف- زئولیت، ب- دولومیت، ج- کلسیت، د- سریسیت ۱، ه- سریسیت ۲، ز- سریسیت ۳ (بوردمن و کروس، ۱۹۹۴).

علاوه بر این کاربردهای چندطیفی، فتوگرامتری رقومی می‌تواند در اکتشاف کانیهای صنعتی بویژه انواع درشت‌دانه (مثل گراولها) در کانسارهای ویژه یخچالی مثل اسکرزها^۱ مفید باشد. صور حلقوی- خطی مارشکل با برجستگیهای توپوگرافی کم از ایالات متحده که نمی‌توانند در مدل‌های ارتفاعی رقومی (DEM) تولید شده توسط دولت ایالات متحده یا نقشه‌های توپوگرافی دیده شوند؛ در DEM با قدرت تفکیک بالا با فواصل داده‌ای ۲ متر تولید شده توسط یک بسته نرم‌افزاری فتوگرامتری رقومی با ورودی تصاویر NHAP (تصاویر ملی ارتفاعات بالا) جفت استریو از کل ایالات متحده با مقیاس ۱/۸۰.۰۰۰ بسادگی دیده می‌شوند. بعلاوه، فن‌آوری سنجش از دور مشابهی می‌تواند برای تولید کانیهای صنعتی بکار رود. در این موارد دو مثال بمنظور امکان‌سنجی ارائه می‌شود. اول: اگر فن‌آوری سنجش از دوری مشابه آنچه در فوق ذکر گردید، مورد استفاده قرار گیرد مقدار سیلیس آهکها یا دیگر مواد دیوارهای معدن را می‌توان تعیین کرد. دوم: اگر DEM تولید شده با دقت یک پیکسل از نرم‌افزار فتوگرامتری رقومی بکار برده شود، حجم خاکبرداری یا تغییرات حجم پله‌های یک معدن بعنوان تابعی از زمان، با دقت بالا می‌تواند تعیین شود. عکسهای استریو رقومی هوانوردهای ارتفاع پایین یا عکسهای گرفته شده از بالونها می‌تواند بعنوان منبع داده چنین کاربردهایی استفاده شود.

فصل پنجم

کاربرد سنجش از دور در اکتشاف نفت و آبهای زیر زمینی

مقدمه:

در اوایل و اواسط دهه هفتاد که اولین ماهواره های سنجش از دور در اولین مراحل تولد خود بودند، اکثر زمین شناسان متفق القول هم عقیده بودند که اولین کاربرد سنجش از دور زمین شناسی در اکتشاف مواد معدنی خواهد بود. چون تابشهای الکترومغناطیس صرفاً در چند میلیمتر فوقانی مواد سطح زمین نفوذ می کنند، عده زیادی معتقد بودند که سنجش از دور چند طیفی در اکتشاف مخازن نفت و گاز که در اعماق زیاد قرار دارند، کاربردی ندارد. یک دهه تحقیق توسط زمین شناسان شرکت های نفتی مختلف و زمین شناسان سنجش از دور برای اثبات کاربرد سنجش از دور در اکتشاف نفت انجام شد. این تحقیقات که با کمک شکل کنسرسیوم غیرانتفاعی ۱۹۷۶ کمیته Geosat انجام شد، نشان داد که حضور مخازن نفت و گاز که بعضی از آنها در اعماق چند هزار فوتی قرار دارند، می تواند از صور ساختمانی و تغییرات ترکیبی سطح زمین که با روشهای سنجش از دور قابل نقشه برداری هستند، شناسایی شود. بررسی آبهای زیرزمینی شباهتهای بسیاری با بررسی های نفت دارد. این تشابه شگفت آور نیست زیرا مخازن نفت و آبهای زیرزمینی معمولاً در طبقات رسوبی متخلخل و نفوذپذیری تشکیل می شوند که توسط گسلش یا چین خوردگی منحرف یا جابجا شده اند و در نتیجه آن تله ای برای سیالات مهاجر فراهم شده است. مخازن آبهای زیرزمینی معمولاً در اعماق خیلی کمتر نسبت به مخازن

نفت تشکیل می‌شوند و بنابراین موقعیکه در طول گسل‌های قطع‌کننده مخزن و سطح، به سطح زمین می‌رسند تفاوت مشخصی بین اثرات مخازن آب‌های زیرزمینی و مخازن نفت در سطح زمین بوجود می‌آید.

بهرحال، نقشه‌برداری اثرات سطحی ساختمان‌های زمین‌شناسی زیرزمینی توسط روش‌های سنجش از دور، یک روش معمول در اکتشاف نفت و آب‌های زیرزمینی است. در دهه آینده، با کاهش منابع جهانی آب شیرین اکتشاف آب‌های زیرزمینی بسیار مهمتر از اکتشاف نفت خواهد بود.

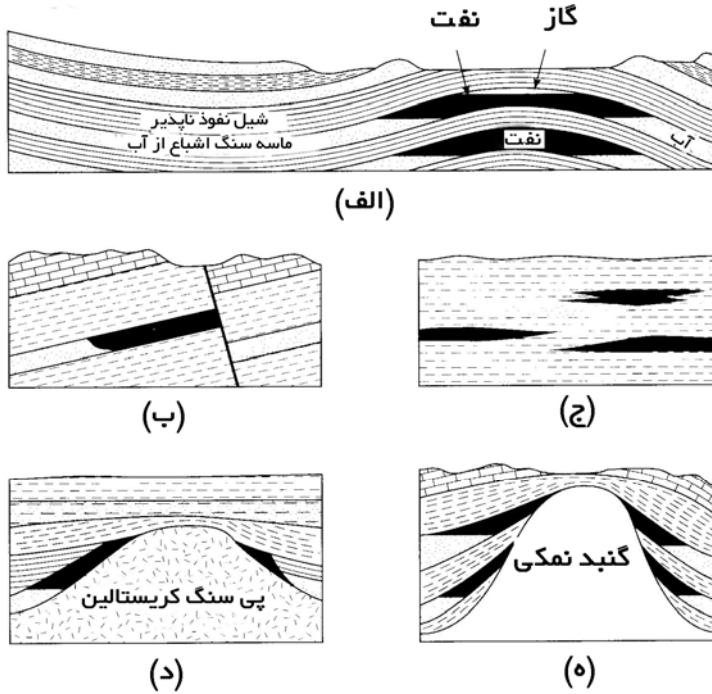
کاربرد سنجش از دور در اکتشاف نفت

یک نهشته اقتصادی نفت و گاز محتاج سه عنصر اولیه است: حضور هیدروکربنها از سنگهای منبع که در ابتدا یا در حال حاضر با نهشته اقتصادی از طریق مسیرهای نفوذپذیر مهاجرت در ارتباط می‌باشند؛ طبقات سنگی که نفوذپذیری آن بحدی است که مهاجرت سیالات و گازها تا فواصل زیاد امکان پذیر است و بقدری متخلخل می‌باشد که می‌تواند این سیالات و گازها را ذخیره کند؛ و تله‌های ساختمانی یا استراتیگرافی^۱ که مهاجرت را متوقف می‌کند و باعث تجمع سیالات در مخزن سنگی متخلخل می‌شود (غالباً همان طبقات سنگی هستند که مهاجرت در درون آن صورت گرفته است). شکل ۱-۵ چند نوع از تله‌هایی را که باعث تشکیل مخازن نفت و گاز می‌شود، نشان می‌دهد (هولمز^۲ ۱۹۶۵). توجه داشته باشید که سه نوع از این مخازن، سنگهایی که در سطح بیرونزدگی دارند، متفاوت از آنهایی می‌باشند که در غیبت تله‌های ساختمانی مخزن را تشکیل داده‌اند. یافتن تله‌های استراتیگرافی بسیار مشکل است زیرا نشانه‌های ساختمانی حضور این تله‌ها در سطح وجود ندارند و هیچ بازتاب قوی امواج لرزه‌ای از این تله‌ها وجود ندارد و بنابراین این تله‌ها بعنوان تله‌های نوع چهارم در نظر گرفته می‌شوند. با وجود این، تمامی مخازن نفت و گاز در طی میلیون‌ها سال حیات خود شکستگی پیدا می‌کنند و گازها و نفت در طول این شکستگیها خارج می‌شوند و به سطح می‌رسند. در تله‌های گسلی نیز نفت و گاز می‌توانند در طول گسل‌های تشکیل‌دهنده تله، خارج شوند. با گریز نفت و گاز از تله‌ها، هیدروکربنها با سنگها و خاکهای بالای مخزن واکنش می‌نمایند و ترکیب شیمیایی

1 - Stratigraphy

2 - Holmes

آنها را تغییر می دهند. بنابراین، نشانه‌های احتمالی ساختمانی و ژئوشیمیایی در سنگهای سطحی و خاکها وجود دارد که می‌توانند معرف مخازن نفت و گاز زیرزمینی باشند.



شکل ۵-۱) توضیح انواع متفاوت تله‌های مناسب برای تجمع نفت و گاز. الف- تاق‌دیزی ب- گسلی ج- استراتیگرافی د- سنگهای متبلور پی سنگ ه- گنبد نمکی. توجه داشته باشید تله‌های نوع الف، ب و ه (و گاهی اوقات تله نوع د) در رخنمون سنگهای سطحی موثر می‌باشند. تله‌های استراتیگرافی (نوع ج) اثری بر رخنمون سنگهای سطحی ندارند (هولمز ۱۹۶۵).

اکتشافات نفت با استفاده از داده‌های سنجش از دور حداقل دارای سه جنبه است که عبارتند از: نقشه‌برداری ساختمانی، جستجویی است برای ساختمانهای زمین‌شناسی که می‌توانند مقادیر اقتصادی نفت را به تله بیاندازند؛ نقشه‌برداری تراوشی قدیمی، بررسی است برای آلودگی ژئوشیمیایی خاکها و سنگهای سطحی که توسط هیدروکربنهای آزاد شده در طول گسلها و دیگر زونهای با نفوذپذیری نسبتاً بالا آلوده شده‌اند؛ و نقشه‌برداری تراوشی فعلی هیدروکربنها، در روی قاره‌ها مستلزم بررسی پوششهای گیاهی غیرعادی هستند که توسط هیدروکربنها تغییر

ترکیب داده‌اند (بی‌هنجاریهای ژئوبوتانی) و در فلات قاره مستلزم بررسی نشست نفت و جبابهای گاز می‌باشد.

نقشه‌برداری اولیه ساختمانی مستلزم تفسیر عکسها و پردازش مکانی است تا پردازش تصویر چند طیفی. در مقابل، نقشه‌برداری بی‌هنجاریهای ژئوشیمیایی همراه تراوشهای قدیمی هیدروکربن، نقشه‌برداری بی‌هنجاریهای گیاهی همراه با تراوشهای جدید هیدروکربن در روی قاره‌ها و نقشه‌برداری نشست نفت در فلات قاره مستلزم پردازش تصویر چند طیفی است تا پردازش تصویر مکانی.

الف- نقشه‌برداری ساختمانی

در طی چندین دهه، فتوژئولوژیست^۱ها تصویربرداری هوایی را برای نقشه‌برداری رخنمونها و اثرات توپوگرافی ساختمانهای زمین‌شناسی که نشان‌دهنده تله‌های مخازن زیرزمینی نفت و گاز هستند، بکار برده‌اند. بنابراین، تعجب‌آور نیست که گسترده‌ترین کاربرد داده‌های پویسگر چند طیفی بعنوان ادامه طبیعی فتوژئولوژی برای اکتشاف نفت نقشه‌برداری ساختمانی باشد.

سریهای لندست ماهواره‌های منابع زمینی برای نقشه‌برداری ساختمانی، دو مزیت عمده بر عکسهای هوایی دارند: دیداجمالی و نقشه‌برداری چند طیفی. این دید اجمالی به زمین‌شناس اجازه می‌دهد صور خطی و خطی - منحنی معرف ساختمانهای زمین‌شناسی زیرسطحی کل حوزه را فقط درون چند تصویر بررسی کند در صورتیکه برای پوشش آن احتیاج به صدها و یا هزارها عکس هوایی می‌باشد.

تصویربرداری چند طیفی، حتی با قدیمیترین داده‌های لندست MSS، تفاوت بین برونزدهای سنگهای سطحی با ترکیب شیمیایی متفاوت را نشان می‌دهند در صورتیکه در روی عکسهای هوایی سیاه و سفید تشخیص آنها غالباً مشکل و یا غیرممکن است. این تصویربرداری زمین‌شناسان را قادر می‌سازد تا بتوانند گسلهای با جابجایی قائم بزرگ را که سنگهای دو طرف آن دارای ترکیب و یا سن متفاوت هستند، نقشه‌برداری کنند. همچنین برای نقشه‌برداری تفاوت‌های ترکیبی بین رخنمونهای سنگی قدیمتر، رأس تاقدیسهای شکسته (فرسایش یافته) و سنگهای جدیدتر یالهای تاقدیس استفاده می‌شود. همچنین، بویژه در نواحی نیمه گرمسیر

آشکارسازی پوشش گیاهی در تصاویر رنگی کاذب تصاویر لندست، نقشه برداری ساده تر گسلهائی را ممکن می سازد که زونهای مرطوب آب زیرزمینی در طول گسل (از جمله گسلهائی امتداد لغز) یا مخازن سطحی آب زیرزمینی در روی بلوک بالارونده گسلهائی قائم تولید کرده اند.

تصاویر ژئوفیزیکی داده های مغناطیس سنجی هوایی و گرانی سنجی در کنار تصاویر ماهواره برای نقشه برداری ساختمانی بکار می روند و اطلاعاتی در مورد مرزهای سنگ شناختی عمیق و گسلهائی مرتبط با ساختمان پی سنگ ارائه می دهند که ممکن است این صور ساختمانی در سطح دارای نشانه هایی بوده و یا فاقد هیچ نشانه ای باشند و همانطور که در فصل پردازش تصویر فضایی ذکر شد، تصاویر ژئوفیزیکی اطلاعات کم هزینه ای در مورد ساختمانهائی پی سنگ مهیا می سازند که مستلاً کم هزینه ترین ابزار برای دستگاههای فلات قاره و برای تعیین موقعیت خطوط لرزه ای فلات قاره می باشند.

به استثنای زمین شناسان اکسون^۱ و چند کاربر با تجربه دیگر فتوژئولوژی، تا چند سال اول لندست ارزش تفسیر عکس با عکسهای هوایی یا تصویر ماهواره برای حوضه تحت پوشش (نظیر مناطق یخچالی) مورد تردید بود. این شک بخاطر محدودیت فتوگرافی هوایی در گذشته (بویژه پوشش ناحیه ای کوچک آنها) و نبود توصیف تئوری امکان شناسایی اثرات سطحی گسلهائی قدیمی تر که توسط رسوبات یخچالی پوشیده نشده اند، می باشد. این تردید، در دهه گذشته با استفاده از شواهد تجربی برطرف شد. بصورتی که در خطوط لرزه ای مشاهده می شود، بعضی صور خطی مشاهده شده در تصاویر لندست حوضه های پوشیده یخچالی نشان دهنده اثرات گسلها در طبقات سنگی زیرین می باشند.

دلایل رخنمون سطحی این گسلها از میان صدها فوت رسوبات یخچالی جوانتر از آخرین فعالیت گسلی توسط پراست^۲ (۱۹۸۸) ارائه شده است. وی آزمایشی را با جعبه های شیشه ای و بلوکهای چوبی نامساعد (با اختلاف بلندی ۶-۱۲ میلیمتر) انجام داد. بر روی هر بلوک چوبی چند سانتی متر ماسی خشک و مرطوب ریخت و متوجه شد که پس از حدود ۵ دقیقه لرزاندن جعبه شیشه ای بصورت افقی (مشابه امواج لاو^۳ لرزه ای) با فرکانس ۲۶ هرتز (rpm) (۱۵۵۰)، ماسه های مرطوب پرتگاههای گسلی را بر روی لبه های بلوکهای پی سنگ نابرابر تشکیل

1 - Exxon

2 - Prost

3 - Love

دادند. این آزمایش تأیید می‌کند که نهشته‌های یخچالی و آبرفت‌هایی که در معرض لرزه‌های متوالی قرار می‌گیرند، از حاشیه‌های نامنظم بلوک‌های پی‌سنگ شکستگی‌هایی به سمت بالا تشکیل می‌دهند.

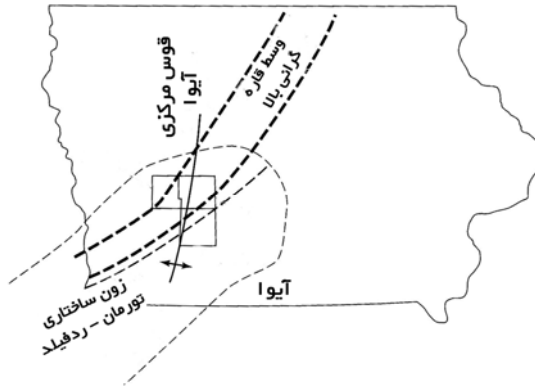
بررسی‌های حرفه‌ای که اولین بار توسط باروش^۱ (۱۹۶۸) انجام شد، بخشی از جواب مسأله خواهد بود. پوشیده شدن ساختمان‌های زیرزمینی توسط رسوبات و به دام انداختن آب در طول زونهای گسلی، دیگر پدیده‌هایی هستند که می‌توانند در حوضه‌های پوشیده شده ساختمان‌های زیرزمینی بدون کمک و یا کمک کمی از لرزه‌های لرزه‌ای اثرات سطحی آنها را نشان دهند.

بخشی از نشانه‌های حضور گسل‌های پوشیده حوضه از صور خطی لندست با صور خطی تصاویر ژئوفیزیکی داده‌های مغناطیسی و گرانی‌سنجی مطابقت دارند و با جابجایی قائم در خطوط لرزه‌ای که صور خطی را قطع می‌کنند، دنبال می‌شود. تفسیر ساختمانی تصاویر لندست و تصاویر ژئوفیزیکی و نتیجه مقایسه آنها با داده‌های لرزه‌ای در اکتشاف حوضه‌های پوشیده در ایالات متحده موثر بوده است. موضوع اکتشاف، ساختمان‌های زمین‌شناسی عمیق بوده است که ممکن است تله‌های حاوی نفت و گاز اقتصادی باشند. دو مثال از کاربرد تصاویر لندست و ژئوفیزیکی برای اکتشاف نفت با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی در حوضه‌های پوشیده ایالات متحده ارائه خواهد شد. در هر دوی این مثالها، شواهد لرزه‌ای ساختمان‌های نقشه‌برداری شده توسط روش‌های سنجش از دور را تأیید می‌کنند، ولیکن تنها یکی از آنها حفاری شده و در آن هیدروکربن‌های اقتصادی یافت شده است.

اولین مطالعه موردی، در ناحیه میان قاره در ایالات متحده توسط هرمان^۲ و همکاران (۱۹۸۵، ۱۹۸۴) انجام شده است. گولد^۳ و سوتر^۴ (۱۹۸۰) ثابت کردند که تجمع متان بیوژنیک^۵ خارج شده از گوشته بصورت نهشته‌های اقتصادی عمیق زیرزمینی در مناطقی که معبری برای خروج گازها از گوشته بدرون پوسته وجود دارد، امکان پذیر است. در سال ۱۹۸۱ یک شرکت کوچک مستقل نفتی برای تعیین مرز نواحی گازدار عمیق با استفاده از مطالعات سنجش از دور

-
- 1 - Barosh
 - 2 - Herman
 - 3 - Gold
 - 4 - Soter
 - 5 - Biogenic

قراردادی منعقد کرد. تصور می شود بی هنجاری ژئوفیزیکی میان قاره‌ای^۱ (MGA) یک زون کافت^۲ قدیمی باشد و بدلیل اینکه می تواند معبری برای عبور متان خارج شده از گوشته باشد، برای مطالعه انتخاب شده است. این عقیده و همچنین کشف چند سال پیش گاز عمیق در طول بی هنجاری ژئوفیزیکی و رخدادهای شناخته شده شیل نفت دار پرکامبرین در شبه جزیره فوقانی میشیگان در طول دنباله شمالی MGA؛ زمین شناسان ژئواسپکترا را متقاعد ساخت که حداقل دو منبع احتمالی گاز در رسوبات پرکامبرین در طول بخش ایوا^۳ MGA وجود دارد: گازهای بیوژنیک گوشته و شیل نفتدار گروه اورونتو^۴. از آنجائیکه MGA در جنوب غرب ایوا مرز شمال غربی یک حوضه شناخته شده هیدروکربن اقتصادی را تشکیل می دهد (حوضه فورست سیتی^۵)، مشخص شد که یال غربی MGA در ایوا می تواند هدف عمومی اکتشاف باشد. صورت خطی از داده های لندست MSS بصورت خودکار و با استفاده از تفسیر تصاویر ژئوفیزیکی داده های مغناطیس هوایی و گرانی سنجی در مجاورت تقاطع بین قوس مرکزی ایوا و MGA نقشه برداری شدند. شکل ۵-۲ نقشه عمومی ناحیه و صورت ساختمانی اصلی را نشان می دهد.



شکل ۵-۲) موقعیت سه استان مورد مطالعه ایوا و صورت زمین شناسی اصلی ناحیه شامل قوس مرکزی ایوا، زون ساختمانی تورمن - ردفیلد، حوضه فورست سیتی، و بی هنجاری مغناطیسی میان قاره ای (MGA). (هرمان و همکاران، ۱۹۸۵).

1 - Mid-Continent Geophysical Anomaly

2 - Rift

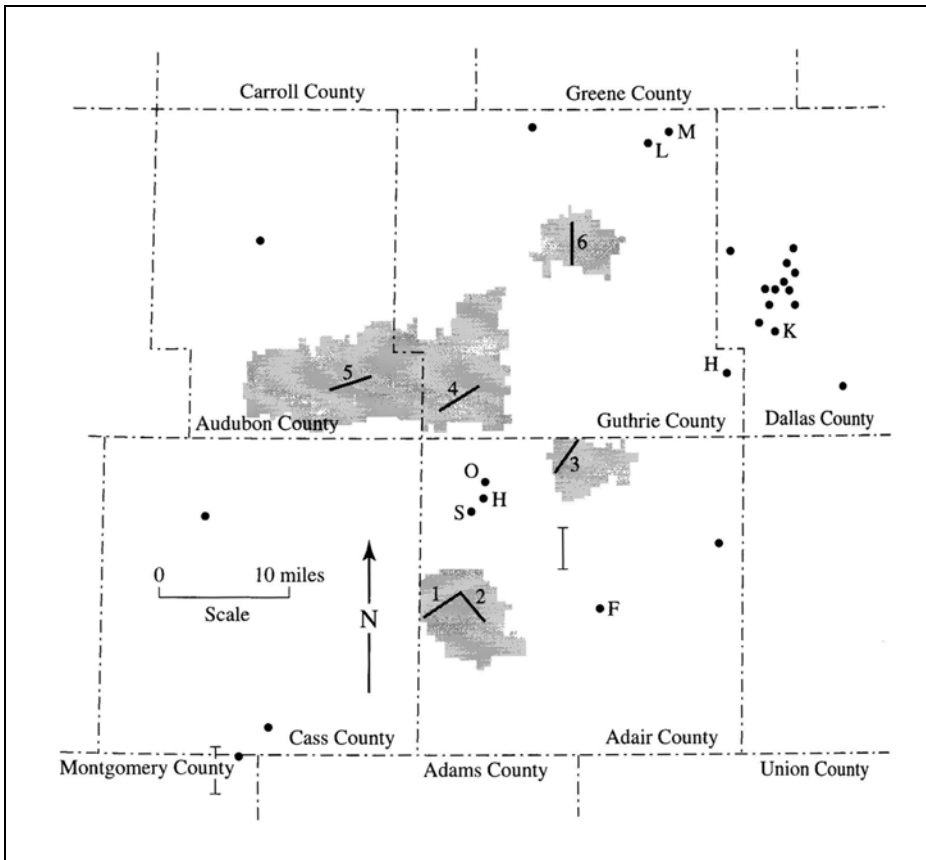
3 - Iowa

4 - Orvento

5 - Forest City

6 - Thurman-Redfield

بعد از مطالعه صور خطی، نواحی متقدم برای اجاره پیشنهاد شدند، و یک شرکت نفتی برای اجاره ۱۲۰۰۰۰ جریب زمین در استانهای آدایر^۱، گوتری^۲، اودوبون^۳ در ایوا، به صورتی که در شکل ۳-۵ نشان داده شده است، اقدام کرد. همچنین محل‌های حفاری اکتشاف نفت و گاز و ذخیره گاز در شکل ۳-۵ نشان داده شده‌اند.



شکل ۳-۵) موقعیت نواحی اجاره داده شده، خطوط لرزه‌ای ۱ تا ۶ و محل‌های حفاری اکتشاف نفت و گاز یا ذخیره گاز در سه استان مورد مطالعه ایوا (هرمان و همکاران، ۱۹۸۵).

- 1 - Adair
- 2 - Guthrie
- 3 - Audubon

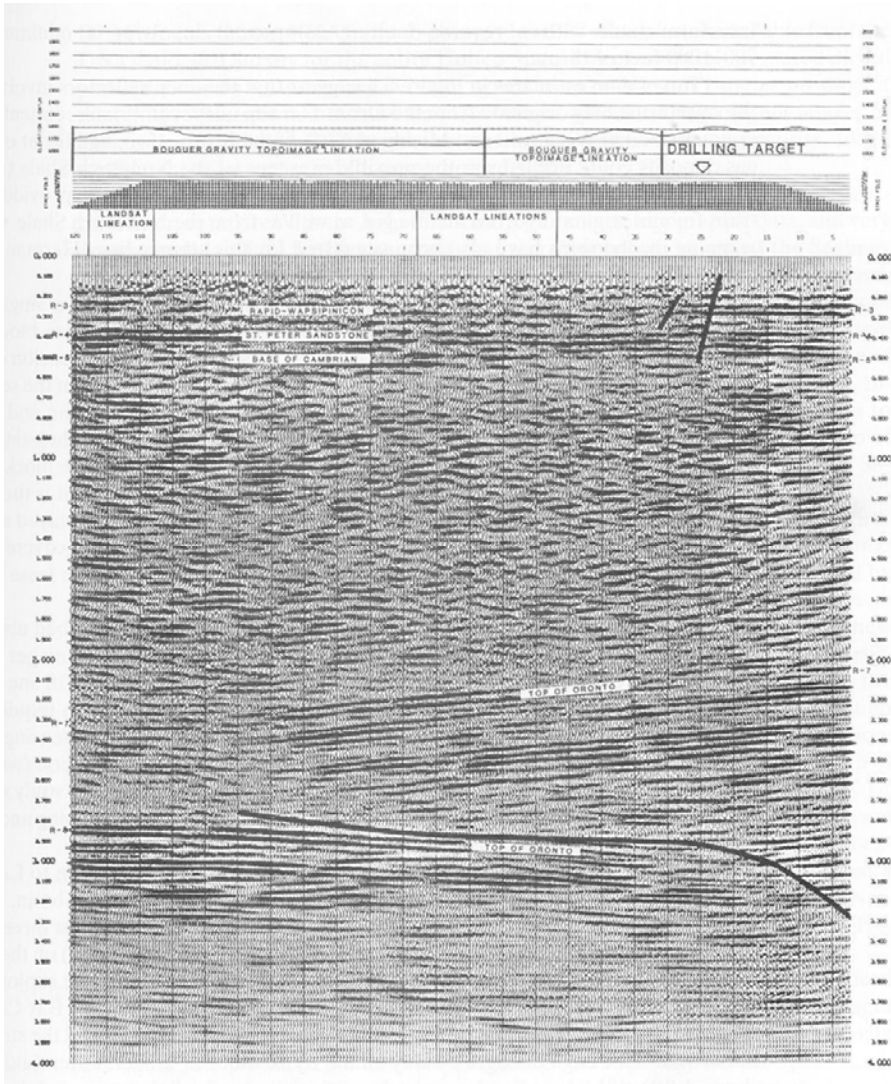
زمین‌شناسان سنجش از دور شش خط لرزه‌ای هر کدام بطول سه مایل، که تقریباً عمود بر شش پدیده خطی مشخص نقشه‌برداری شده از تصاویر لندست و ژئوفیزیکی می‌باشند، انتخاب کردند. این شرکت نفتی داده‌های خطوط مشخص شده را توسط سیزکام دلتا^۱ با فواصل ۱۲۵ فوتی بین ژئوفونها^۲ و دینامیت بعنوان منبع لرزه، جمع‌آوری کرده‌اند. موقعیت شش خط لرزه‌ای که انتخاب و داده‌های آن جمع‌آوری شدند در شکل ۳-۵ نشان داده شده است.

انطباق خوبی بین صور خطی در تصاویر ژئوفیزیکی بی‌هنجاریهای چگالی بوگه^۳ و چندین تاقدیس و گسل مشخص شده در روی شش مقطع لرزه‌ای پیدا شد. همچنین صور خطی تصاویر لندست و ژئوفیزیکی داده‌های توپوگرافی (DEM) منطبق با چندین ساختمان مشخص شده در روی خطوط لرزه‌ای است. این ساختمانها شامل چندین تاقدیس بزرگ (در طول دو خط لرزه‌ای) در مقطع پالئوزوئیک می‌باشد که احتمالاً مرتبط با قوس مرکزی ایوا است. گسل‌های بزرگ که واحدهای پالئوزوئیک و پرکامبرین را جابجا کرده‌اند، در دو خط لرزه‌ای مشخص شده‌اند و رخنمونی از طبقات کامبرین یا پرکامبرین فوقانی در طول خط دیگری مشاهده شده است. جالب‌ترین خط لرزه‌ای، خط ۶ می‌باشد که در شکل ۴-۵ نشان داده شده است. یک گسل تراست احتمالی توسط چندین منعکس‌کننده قوی مرتبط بهم مشخص می‌شوند که در طول کل مقطع بین زمانهای ۲/۰ و ۳/۴ ثانیه زمان رفت و برگشت امواج مشخص هستند و در اعماق بیش از ۱۴۰۰۰ فوتی قرار دارند. این موضوع نشان می‌دهد که مقطع بزرگی از رسوبات پرکامبرین و احتمالاً آتشفشانهای پرکامبرین توسط یک تراست در روی دیگر رسوبات پرکامبرین در جهت شمالی-جنوبی رانده شده‌اند. یک پدیده خطی گرانی با روند NW-SE (تقریباً عمود بر MGA) مرکز خط لرزه‌ای را قطع می‌کند، و راهنمایی است برای این فرضیه که این پدیده یک گسل انتقالی با روند NW-SE است که به سمت جنوب ابر تراست شده است.

تراست‌شدگی مرتبط با گسل‌های انتقالی در نزدیکی ریف شرق آفریقا توسط فروند^۴ (۱۹۸۲) فرض شده است و بوناتتی^۵ و کرین^۶ (۱۹۸۴) نشان دادند که فشردگی در طول گسل‌های انتقالی می‌تواند باعث بالآمدن تکه‌هایی از پوسته عمیق شود. برای محلی نزدیکتر به این ناحیه

-
- 1 - Seiscom Delta
 - 2 - Geophone
 - 3 - Bouger
 - 4 - Freund
 - 5 - Bonatti
 - 6 - Crane

در ایوا، کردوک^۱ (۱۹۷۲) گسل بل پلین^۲ در جنوب شرق مینسوتا، در طول MGA، را بعنوان یک گسل امتداد لغز راستگر یا گسل انتقالی با مولفه گسلی معکوس با حداقل جابجایی ۱۰۰-۷۰۰ فوت را توصیف کرده است.



شکل ۴-۵) مقطع لرزه‌ای خط شماره ۶، نشان‌دهنده ابر تراست‌شدگی گروه اورونتو (سنگهای رسوبی پرکامبرین) در زمانهای رفت و برگشت بیشتر از ۲۰ ثانیه (در عمق حدود ۵۰۰۰ متری). (هرمان و همکاران، ۱۹۸۵).

- 1 - Craddock
- 2 - Belle Plaine

زمان عبور تخمینی شکل ۴-۵ نشان می‌دهد که منشأ منعکس‌کننده‌های عمیق در ابر تراست، احتمالاً از رسوبات پرکامبرین گروه اوروتواست که در بخش ویسکانسین^۱ و میشیگان MGA توصیف شده است. اگرچنین باشد نهشته‌های نفت و گاز مهمی می‌تواند با شیل نفتدار این منطقه همراه باشد. همچنین ساختمانهای تاقدیسی مرتبط با گسلش تراست می‌تواند تله‌هایی برای گاز منشأ گرفته از گازهای گوشته و همچنین از شیل نفتدار ایجاد کند. سازوکارهای به تله‌افتادگی دیگری نیز برای این خطر لرزه‌ای حدس زده شده است (هرمان و همکاران، ۱۹۸۴ و ۱۹۸۵).

بدلیل از رونق افتادن اکتشاف نفت در ایالات متحده، یک چاه اکتشافی هم در کل این ۱۲۰۰۰۰ جریب زمین اجاره‌ای حفر نشد. با این وجود آموکو^۲ یک چاه عمیق در ادامه همین گسل انتقالی در سمت مقابل (شمالغرب) MGA از خطر لرزه‌ای نشان داده شده در شکل ۴-۵ حفر کرد. آموکو سنگهای متخلخل در سنگهای پرکامبرین و پالئوزوئیک یافت که در مقطع پالئوزوئیک دارای گاز بود، ولیکن حضور ابر تراست شرقی در این منطقه مشخص نبود. با این وجود، در کناره MGA در محلی که بلوک اجاره‌ای این مطالعه موردی قرار دارد، نتایج بهتری بدست آورده است زیرا این منطقه حاشیبه یک حوضه بارور شناخته شده است (حوضه فورست سیتی). این بلوک اجاره‌ای نقش مهمی در شروع بکار شرکتهای نفتی و اجاره مناطقی با وسعت میلیونها پای مربع داشت.

مهمترین درسی که از پروژه بررسی شده فوق حاصل می‌شود این است که تفسیر ساختمانی لندست به همراه تصاویر ژئوفیزیکی به کشف ساختمانهای زیرزمینی اصلی فقط با جمع‌آوری داده‌های خطوط لرزه‌ای ۱۸ مایل رهنمون می‌شود. اگر سنجش از دور برای تعیین تقدم نواحی اجاره‌ای و محل جمع‌آوری داده‌های لرزه‌ای در ابتدا بکار گرفته نشده بود، داده‌های صدها مایل خط لرزه‌ای برای یافتن ابر تراست نشان داده شده در شکل ۴-۵ لازم بود. این مطالعه موردی نشان داد که شرکتهای نفتی که قبل از اجاره منطقه و جمع‌آوری داده‌های لرزه‌ای از روش‌های سنجش از دور استفاده نکردند، مجبور به پرداخت هزینه زیادی شدند.

در حقیقت، هر زمانیکه پدیده خطی جاده‌ای را با روند شمالی-جنوبی قطع می‌کند، جاده چند فوت گودتر می‌افتد و بعد از هر بارندگی آب در آن جمع می‌شود. با همین آب راکد است که پدیده خطی در روی زمین راحت‌تر دیده می‌شود. در سایه پیشرفتهای بعدی، امکان دارد

1 - Wisconsin

2 - Amoco

بتوان این پدیده خطی را در تصاویر آشکار شده گرادیان جهت‌دار مدلهای ارتفاعی رقومی (DEM) با قدرت تفکیک بالا با فواصل ۱ متر (یا کمتر) تشخیص داد. اگر عکسها با دقت dpi ۲۰۰۰ اسکن شوند، DEM تولید شده از عکسهای استریو توسط نرم‌افزار فتوگرامتری رقومی یا سنجش تک پیکسلی، می‌تواند داده‌هایی با فواصل ۱ متر تولید کند. بهترین تصاویر آشکارشده گرادیان جهت‌دار DEM تولیدشده دولتی، داده‌هایی با فواصل ۳۰ متر دارند و نمی‌توانند چنین پدیده خطی را نشان دهند.

تصاویر گرانی‌سنجی برای ترسیم تفاوت چگالی بین پی‌سنگ مفید هستند، در صورتیکه تصاویر مغناطیسی تفاوت حساسیت مغناطیسی نزدیک سطح پی‌سنگ را آشکار می‌کنند. مرزهای پی‌سنگ، مرزهای گسلی هستند و می‌توانند در حین فرونشینی حوضه فعال شده باشند که در نتیجه آن طبقات جوانتر گسلش و چین‌خوردگی پیدا کرده‌اند. همچنین، اگر مرزهای پی‌سنگ، سنگ‌شناسی‌های با قابلیت فرسایش کاملاً متفاوتی را مشخص کنند، گسلهای درون واحدهای سنگی پالئوزوئیک فوقانی می‌تواند توسط پوشش آنها (تراکم تدریجی تولید شده توسط فرسایش در طی ته‌نشست و دیاژنز^۱) بر روی تفاوت‌های توپوگرافی قدیمی تولید شده توسط فرسایش در طی اولین برونزدهای پی‌سنگ تحت تأثیر واقع شوند.

مطالعه کامل (هرمان و همکاران، ۱۹۹۱) نشان داد که صور ساختمانی مهم پس‌سنگ در لبه جنوب غرب خلیج ساگیناو رخ می‌دهد و دارای مخازن گاز عمیق می‌باشد. با وجود این، مدل اول بسیار ساده‌سازی است. روند شمال شرقی، اثر پی‌سنگ، ساختمانهای تک میلی با تاقدیسی در مقطع پالئوزوئیک از پهلوهای شمال غرب و جنوب شرق خلیج ساگیناو و بسمت جنوب غرب امتداد می‌یابند. پهلو جنوب شرقی (حدود جائیکه پدیده خطی لندست دیده می‌شود) توسط گسلهای پی‌سنگ یا مرزهای پرکامبرین که در طی تشکیل لبه جلویی گرینویل توسعه یافته‌اند، تحت تأثیر واقع شده‌اند و حرکت متناوب آن در طول روند شمال شرقی آن در زمان پالئوزوئیک الگوهای رسوب‌شناسی را حداقل در زمان سیلورین کنترل کرده است. مرکز ته‌نشینی عمیقی در داخل گرابن فرض شده توسط دریک در جنوب غرب انتهای خلیج ساگیناو دلیلی برای وجود گاز عمیق در استان بی می‌باشد. بنابراین تفسیر ساختمانی تصاویر سنجش از دور برای اکتشاف نفت حتی برای مخازن عمیق هیدروکربن (۵-۳ کیلومتر) در حوضه پوشده شده توسط صدها فوت رسوبات یخچالی مفید می‌باشد.

ب- اکتشاف تراوشهای قدیمی هیدروکربن با استفاده از سنجش از دور

مدتهای مدیدی است که مشاهده مستقیم زمین شناسان منجر به یافتن اکثر میادین بزرگ نفت و گاز دنیا شده است. این مشاهدات بر مبنای تراوشهای نفت و گاز فعال می باشد که نفت و گاز را از مخزنهای زیرزمینی هیدروکربن به سطح می آورند. اگر موقعیت تراوشهای قدیمی که مدت زمان کوتاهی مقادیر قابل روئیت نفت و گاز به سطح آورده اند، بتواند تعیین شود؛ موفقیت آمیزترین وسیله کشف نهشته های اقتصادی نفت و گاز در تاریخ تراوش ها می باشد.

بواسطه فشار لیتوستاتیک^۱ سنگهای فوقانی اگر نفت و گاز مجرای برای فرار پیدا کنند، از مخزن خارج می شوند. بعضی از هیدروکربنها در طول گسلهایی که تله هایی برای مخازن ساختمانی تولید می کنند، خارج می شوند. اگر گسلی که مخزن را قطع می کند، سطح زمین را نیز قطع کند و بدون اینکه توفقی در مخزن ثانویه در ترازهای بالاتر صورت گیرد، تراوشهایی صورت می گیرد. گاهی اوقات، در ستون چینه شناسی بالاتر، تله گسلی دیگری در مخزن ثانویه سطح زمین را قطع خواهد کرد و هیدروکربنها در امتداد آن خارج خواهند شد. فرار هیدروکربنها در سریهای متوالی گسلها در مخازن ترشیری می تواند صورت گیرد. حتی تله های استراتیگرافی مخازن نیز می توانند در طی میلیونها سال گسل خوردگی پیدا کنند؛ در این صورت موقعیتی برای فرار نفت و گاز به تله افتاده فراهم می آید و به سطح می رسند. در حقیقت، تصور مخازن نفت و گازی که بعد از زمان ژنز هیدروکربن یا جایگزینی در مخزن گسل خوردگی پیدا نکرده اند، مشکل است. مسیر عبور، اجازه فرار مقادیر کمی هیدروکربن را نسبت به کل فراهم می آورد.

ترنس دنوان^۲ (۱۹۷۴) مقاله ای منتشر کرد و نشان داد که سنگهای مخزن رخنمون دار (معمولاً طبقات قرمز) پرمین توسط سیالهای احیاکننده تولید شده در زمان تراوش هیدروکربن از میان حفرات میکروسکوپی ژپیس که سولفات کلسیم را به کربنات کلسیم تبدیل کرده و H_2S آزاد می کنند، شسته می شوند. سیال غنی شده از H_2S سپس Fe^{+3} را در سنگهای مخزن طبقات قرمز به Fe^{+2} احیا می کند. در سیالات احیاکننده بقدری محلول است که می تواند توسط آن حل شود. بنابراین، سنگهای مخزن که دارای مقادیر زیادی کربنات کلسیم است سفید و فقیر از آهن می شود. در این مقاله فرض می شود که اگر سنگهای رخنمون دار سطحی فعلی در معرض مجرای عبوری در بالای مخزن در زمان تراوش قرار بگیرند، می توانند بواسطه نوع مشابهی از

1 - Lithostatic

2 - Terrence Donovan

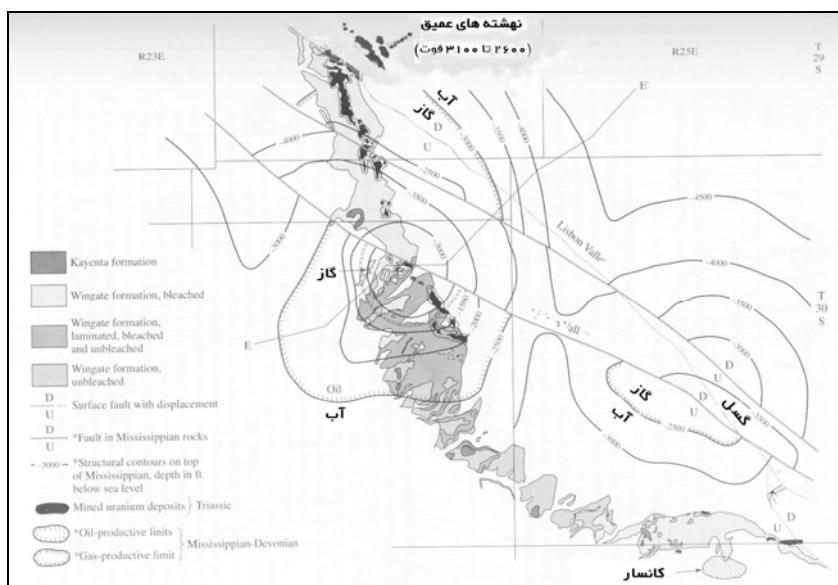
ساز و کار تراوش در حفرات میکروسکوپی از آهن غنی شوند و همچنین پیریت (FeS_2) می‌تواند در آنها ته‌نشین شود (حتی اگر واحد ژپسی بجای اینکه در مخزن باشد، در طول مجرای عبور قرار داشته باشد این مکانیسم عمل می‌کند). نتیجتاً FeS_2 می‌تواند در اثر تماس با آبهای زیرزمینی یا روانابهای سطحی اکسیدکننده به اکسیدهای فریک اکسید شود. بنابراین اگر یافته‌های دو نوان صحیح باشد، مخازن نفت و گاز قرار گرفته بر روی و یا زیر طبقات ژپسی می‌توانند سنگهای جوانتر سطحی و یا نزدیک سطح را با اکسیدهای فریک از میان مجاری عبور گسلی که ارتباط بین مخزن نفت و سطح زمین را برقرار می‌کنند، آلوده کنند.

یکی از بزرگترین مطالعات موردی تولید بی‌هنجاریهای اکسیدهای فریک در اثر عملکرد هیدروکربنهای خارج شده که از داده‌های پوششگر چند طیفی ماهواره قابل تشخیص است، مطالعه دوره لیسبون^۱، یوتا^۲ می‌باشد که به عنوان یک مورد آزمایش اورانیم برای پروژه موردی NASA/Geosat انجام شده است (ابرامز و همکاران، ۱۹۸۴a). دره لیسبون یک دره آبراه‌ای با امتداد NW است که تاقدیسه‌های نمکی شسته شده در حوضه پارادوکس جلگه کلرادو را قطع می‌کند (وود ۱۹۶۸)، و در جنوب شرق یوتا نزدیک مرز ایالتی کلرادو قرار دارد. کانسار اورانیم در بخشهای شسته شده ماسه‌سنگ وینگیت^۳ باسن تریاس بالایی قرار دارد. ماسه‌سنگ وینگیت در منطقه از واحد تحتانی ماسه‌سنگ طبقه قرمز مایو (که مولفین گزارش NASA/Geosat آنرا تجزیه نشده می‌خوانند) یک میان لایه نازک، واحد میانی که تناوب ماسه سنگ رنگی و شسته شده است و واحد لامینه‌ای^۴ نامیده می‌شود، و یک واحد فوقانی مرکب از سنگهای شسته شده (که سنگهای تجزیه شده نامیده می‌شوند) تشکیل می‌شود. کانسار اورانیم در سنگهای تریاس قدیمتر و تحتانی‌تر سازند چینلی^۵ (عضو موس‌بک^۶) و در سنگهای قدیمتر سازند کاتلر^۷ باسن پرمین یافت می‌شود. بهر حال، ماسه‌سنگ شسته شده وینگیت غالباً کل کانسار اورانیم را می‌پوشاند که به ترتیب در مقاطع شسته شده سازندهای چینلی و کاتلر رخ می‌دهد.

مخازن نفت و گاز در سنگهای می‌سی‌سی‌پین قدیمتر محدودیتهای تولید دارند. اگر هیدروکربن بسمت بالا مهاجرت کند، بطور کامل پراکنش کانسارهای اورانیم و پراکنش

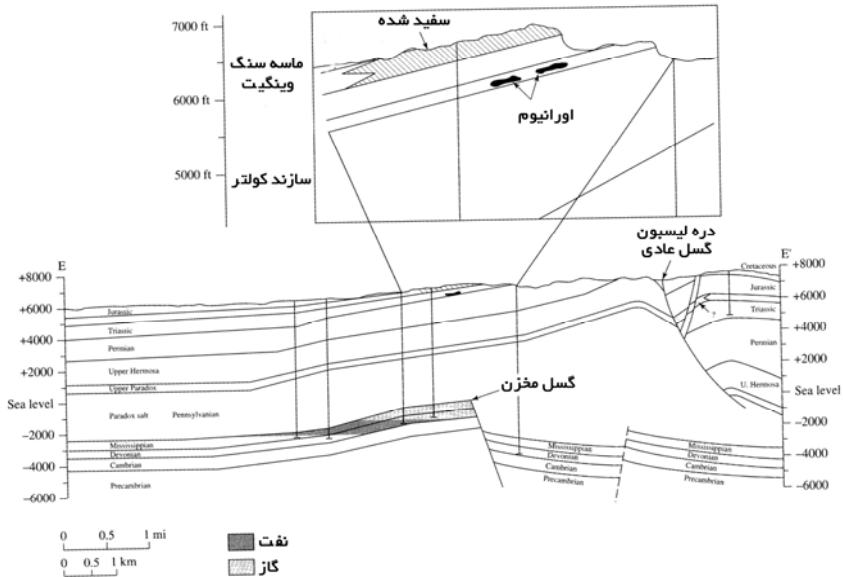
-
- 1 - Lisbon
 - 2 - Utah
 - 3 - Wingate
 - 4 - Laminated
 - 5 - Chinle
 - 6 - Moss Back
 - 7 - Cutler

شسته‌شدگی را در برمی‌گیرد. این موضوع با استفاده از اشکال ۱۰-۵ و ۱۱-۵ توضیح داده می‌شود (هردواز آبرامز و همکاران، ۱۹۸۴a). شکل ۱۰-۵ موقعیت محدوده‌های میدان نفت و گاز و معدن کانسار اورانیم و رخنمونهای شسته شده، بخشاً شسته شده و شسته نشده ماسه سنگ وینگیت را نشان می‌دهد. در جاهائیکه رخنمونهای ماسه‌سنگ وینگیت دیده می‌شود، در زیر اکثر کانسارهای اورانیم مخازن گاز و در روی آنها ماسه‌سنگ وینگیت شسته شده یا بخشاً شسته شده قرار دارد. میدان گازی در میانه T30S و R25E در شکل ۱۰-۵ فاقد رخنمون وینگیت است. بسیار جالب خواهد بود اگر مغزه‌های بدست آمده از چاههای گاز این میدان نیز ماسه‌سنگ شسته شده زیرزمینی وینگیت را در روی این میدان گازی نشان دهند. شکل ۵-۶ یک مقطع سنگ شناختی است (EE' در شکل ۵-۵) که توزیع عمومی شسته‌شدگی ماسه‌سنگ وینگیت و روابط شسته‌شدگی با کانی‌سازی اورانیم و تجمعات نفت و گاز را نشان می‌دهد. آبرامز و همکاران نشان دادند که ماسه‌سنگ وینگیت شسته شده می‌تواند از ماسه‌سنگ وینگیت شسته نشده و اکثر رخنمونهای سنگی با استفاده از داده‌های



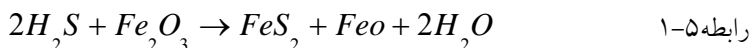
شکل ۵-۵) نقشه پربندی ساختمانی سنگهای مخزن باسن می‌سی‌سی‌پین (دولومیت لیدویل) در تاقدیس لیسون و توزیع شسته‌شدگی وینگیت و کانی‌سازی اورانیم موس‌بک. شمال‌شرق گسل دری لیسون، گسل‌های عادی فرعی سطحی حذف شده‌اند (آبرامز و همکاران، ۱۹۸۴a).

پوشگر چند طیفی هوانورد ۲۴ کانالی بندیکس^۱ متعلق به ناسا تفکیک شود. ماسه سنگ شسته شده (سفید) وینگیت بصورت قرمز و ماسه سنگ شسته نشده (قرمز) بصورت سفید و زرد کمرنگ مشخص می شود. مشابهاً این سنگها می توانند بخوبی توسط تصاویر نسبت طیفی تولید شده از داده های لندست TM نقشه برداری شوند. نتیجه این بررسی ثابت می کند که داده های پوشگر چند طیفی می تواند برای تعیین تفاوت های ترکیبی غیر قابل رویت توسط فیلم های دوربین یا چشم انسانی بکار روند. در گزارش NASA/Geosat یک فرآیند دو مرحله ای برای حذف رنگ (شسته شدگی) از ماسه سنگ وینگیت قرمز اولیه ارائه شده است. پیریت طبق واکنش زیر تشکیل می شود. (کارستف^۲ و همکاران، ۱۹۵۹):

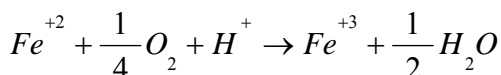
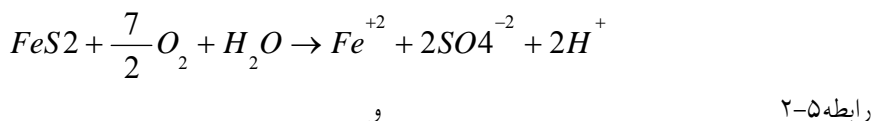


شکل ۵-۶) مقطع E-E' شکل ۵-۵؛ نشان دهنده توزیع عمومی شسته شدگی وینگیت و روابط شسته شدگی با کانی سازی اورانیم و تجمع نفت و گاز. بخش بزرگ شده از ویر^۳ و دادسون^۴ (۱۹۵۸c)، ۱۹۵۸b و ۱۹۵۸a). گسل های فرعی عادی شمال شرق دره گسلی لیسبون نشان داده شده اند (آبرامز و همکاران، ۱۹۸۴a).

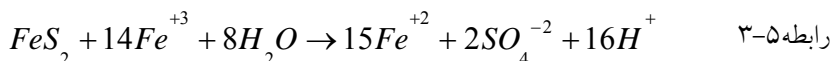
- 1 - Bendix
- 2 - Karstev
- 3 - Weir
- 4 - Dodson



سپس طبق واکنش استوکیومتری^۱ زیر سولفیدهای آهن بصورت محلول وارد آب اکسیدی می‌شوند (سینگر^۲ و استوم^۳ ۱۹۶۸):



چنانچه مقداری پیریت هنوز در محلول باقی مانده باشد و همچنین هنوز در سنگ محلول در حال شسته شدن وجود داشته باشد، واکنش زیر می‌تواند انجام شود:

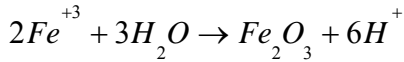


دو مسئله قابل ملاحظه در این واکنش وجود دارد. اول اینکه، آبهای بسیار اسیدی تولید می‌شوند (زیرا اسید سولفوریک در مرحله بعدی تشکیل می‌شود). اسیدیته حاصله سیمان کربناته را بطور کامل حل خواهد کرد و به صورتی که در مورد ماسه سنگ وینگیت شسته شده اتفاق افتاده، هیچ سیمان کربناته‌ای باقی نمی‌ماند. دوم اینکه اکسید آهن (Fe^{+2}) تولیدشده، توسط واکنش دوم در معادله ۲-۵ تبدیل به فریک (Fe^{+3}) می‌شود.

سریهای واکنشی مذکور احتمالاً ادامه می‌یابد و به تدریج اسیدیته محلول افزایش می‌یابد تا دیگر هیچ پیریتی (FeS_2) باقی نمی‌ماند و یکی از دو واکنش زیر انجام می‌شود:



یا



اولین واکنش معادله ۴-۵ باعث تشکیل هیدروکسید فریک (گوتیت)^۱ می شود و دومین واکنش، اکسید فریک (هماتیت) تولید می کند. اگر کاهش مقدار پیریت توسط حرکت محلولها در طول مجرای گریز هیدروکربن که بیشترین مقدار پیریت در آنجا تشکیل می شود، رخ دهد؛ پیریت و هماتیت با فاصله از محل شکسته شدگی تشکیل خواهند شد. اگر حرکت در طول یک گسل قابل روئیت باشد، مناطق ته نشست گوتیت و هماتیت در بالای نواحی شسته شده می باشد.

در دره لیسبون^۲، طبقات قرمز شسته شده پرمین در سطح رخنمون دارند و نواحی رخدادهای گوتیت و هماتیت حاصل از گریز هیدروکربن توسط فرسایش از بین رفته است. بهر حال، در حوضه ویندریور ماسه سنگهای ائوسن که بصورت محلی از هماتیت و گوتیت غنی هستند و در کنار حوضه های بارور نفت و گاز قرار دارند، می توانند مثالهایی از فرآیند شیمیایی مذکور باشند که با حرکت مخلوط های آب-نفت در طول گسل یا درزه ها بسمت بالا انجام می شود. از آنجائیکه ماسه سنگهای نفوذپذیر توسط سیالهای مهاجر رو به بالا قطع می شوند، سیال می تواند تحت تأثیر سفره آب زیرزمینی قرار گیرد و در جهت گرادیان هیدروستاتیکی^۳ حرکت کند. اگر این سفره آب زیرزمینی در سطح باشد و یا بعداً توسط فرسایش رخنمون پیدا کند، یک ناحیه جانبی بزرگ آلوده شده توسط هماتیت و گوتیت می تواند تشکیل شود. این موضوع در نزدیکی بعضی از میداین نفت و گاز در حوضه ویندریور که از طبقات زیرین سازند چوگواتر باسن تریاس تولید می شوند، رخ می دهد.

مطالعات موردی اشاره شده در بالا برای حوضه ویندریور دره لیسبون بعلاوه طبقات قرمز شسته شده پرمین در رأس تاقدیس میداین نفتی اکلاهامای^۴ ولما^۵، اولوا^۶ و چیکاشا^۷ (فرگوسن^۸ ۱۹۷۹ a، ۱۹۷۹b، ۱۹۸۱) تأییدی برای این فرضیه است که اکسیدهای فریک (غنی)

-
- 1 - Goethite
 - 2 - Lisbon
 - 3 - Hydrostatic Gradient
 - 4 - Oklahoma
 - 5 - Velma
 - 6 - Eola
 - 7 - Chikasha
 - 8 - Ferguson

شده در مورد ماسه سنگهای آرکوزی باسن ائوسن حوضه ویندریور، یا شسته شده در ماسه سنگ وینگیت تریاس فوقانی دره لیسبون) می‌توانند معرف تراوشهای هیدروکربن قدیمی باشند. مغزه‌ها و مطالعات میدانی بیشتری برای بررسی بیشتر این تئوری لازم است. بهر حال، با استفاده از داده‌های ابر طیفی، یا حتی با داده‌های لندست TM، اطلاعات بیشتری در مورد اثرات کانی‌سازی گریز هیدروکربن و اکسیدهای فریک بدست می‌آید.

محتوی کربنات کلسیم ماسه سنگها، یا عکس آن (محتوی سیلیس)، اطلاعات سودمندی در مورد تراوش هیدروکربن دارد زیرا حداقل در مورد دره لیسبون کمترین محتوی کربنات (بیشترین مقدار سیلیس) در ماسه سنگ وینگیت در جایی وجود دارد که بیشترین شسته‌شدگی توسط هیدروکربنهای خروجی انجام شده است. این محل جایی است که سیالات بیشترین اسیدیته را دارند. کربناتهای حل شده کجا می‌روند؟ شرایط Eh و Ph سرانجام در نزدیکی سطح به مقداری می‌رسد که آنکریت^۱ و سیدریت^۲ از سیالها می‌توانند ته‌نشین شوند. در حقیقت همانطور که در فصل قبل ذکر شد، این دو کربنات در کانسارهای سرب‌روی نوع دری می‌سی‌سی پی یافت می‌گردند که اغلب در نزدیکی میادین نفت و گاز تشکیل می‌شوند. هر دو کربنات دارای خصوصیت باندهای جذبی فرو^۳ در ناحیه طول موج فرورسرخ بازتابی هستند و اگر سطح رخنمون برون زد کافی را بپوشاند و بخش مهمی از پیکسلهای مجزا را تشکیل دهد با مقدار سیدریتی که در ماسه سنگهای مختلف با استفاده از نسبت طیفی می‌تواند تشخیص داده شود، با استفاده از قانون اختلاط خطی و طیف آزمایشگاهی بعنوان ورودی می‌تواند تعیین شود. همچنین این شانس وجود دارد که کانیهای خارجی تر با صور طیفی فرورسرخ قابل تشخیص و با خصوصیات طیفی مرئی کم‌رنگ، همراه با آلتراسیون ژئوشیمیایی حاصل از گریز هیدروکربن می‌باشند. فلدسپارها و سولفاتهای آمونیم‌دار، بواسطه همراهی آنها با کانسارهای طلا، موقعی یافت می‌شوند که سیالهای هیدروترمال هیدروکربنها یا دیگر مواد آلی را قطع کنند. این کانیها برای اکتشاف هیدروکربن و همچنین اکتشاف طلا مفید می‌باشند. بهر حال، مخازن هیدروکربن توسط وقوع کانیهای آمونیم‌دار که در معرض دمای افزایشی قرار گرفته‌اند، یافت می‌شوند. از اینرو کانیهای آمونیم‌دار همراه با آلتراسیون هیدروترمال می‌باشند.

1 - Ankerite
2 - Siderite
3 - Ferro

ج- سنجش از دور ژئوبوتانی و نقشه برداری لکه‌های نفتی برای اکتشاف نفت

در جاهائیکه پوشش گیاهی سطح زمین را می پوشانند، سنجش از دور نمی تواند مستقیماً الگوهای مکانی تغییرات ژئوشیمیایی خاک را نشان دهد زیرا اکثر نور دریافتی حسگر از گیاهان بازتاب و یا پراکنده می شود و نه از خاک. با این وجود، همانند اکتشاف فلزات، گاهی اوقات سنجش از دور ژئوبوتانی الگوهای فضایی گونه‌های گیاهی یا تراکم گونه‌های مختلف گیاهی را با غلظت در خاک مرتبط می کند. غلظت عناصر بصورت انتخابی توسط فرآیندهای ژئوشیمیایی مرتبط با گریز هیدروکربن افزایش یا کاهش می یابد. بدین لحاظ سنجش از دور ژئوبوتانی می تواند اطلاعاتی در مورد تراوشهای فعلی یا جدید ارائه دهد.

یک مطالعه موردی در مورد کنترل گونه‌های گیاهی توسط گریز هیدروکربن در بخش ۱۲ پروژه آزمایشی NASA/Geosat در مورد منطقه آزمایشی نفتی رودخانه لاست^۱، غرب ویرجینیا^۲ ارائه شده است (آبرامز و همکاران، ۱۹۸۴b). منطقه آزمایشی رودخانه لاست، که کاملاً توسط پوشش گیاهی پوشیده شده است، در روی یک مخزن گاز تاقدیسی ساده در یک منطقه تراست پیچیده ساختمانی قرار دارد. هفتاد نمونه نفتی از روی میدان گاز و از کناره‌های آن جمع‌آوری و غلظت منگنز آنها اندازه گیری شده است. نمونه‌های مجاور میدان گاز محتوی منگنز بالایی داشتند. با این وجود، ارتباطی بین غلظت منگنز و گونه‌های پوشش گیاهی پیدا نشد.

محققین در دو ناحیه بی‌هنجاریهای درختهای افرا را یافتند؛ یکی اجتماع حلقوی افراهای شکری در نزدیکی یک چاه گاز بارور و دیگری اجتماع خطی افراهای قرمز موازی با یک دره تنگ با امتداد NNE بین دومین چاه گاز و یک چاه حفاری شده. خاکها بی‌هنجاری افرا مقدار گاز بیشتری (متان تا بوتان) نسبت به میانگین خاکها دارند (راک و همکاران، ۱۹۸۶). افراهای شکری (اجتماع حلقوی) در روی شیب شرقی و در ارتفاع حدود ۶۵۰ متری قرار دارند. افراهای قرمز (افراهای خطی) در منطقه دوم سمت شمالی دره بالای مناطق مرطوب کف دره و حدود ۱۰۰ فوت بالای سمت شرقی دره روی شیب WNW را در ارتفاع حدود ۵۸۵ متری می پوشانند. هر دو منطقه بعنوان بی‌هنجاری شناخته شدند زیرا فاکتورهای آشکاری نظیر مزاحمتهای فرهنگی اخیر، توپوگرافی، درجه شیب، رطوبت خاک و نوع خاک؛ دلایل معمولی برای افراهای این دو ناحیه نیستند. در این ناحیه، افرا در محلهایی رشد می کند که برای رشد درختهای کاج مناسب

نیستند. عموماً افراها شبیه‌های رو به شرق را ترجیح می‌دهند و در این بخش آپالاشیا^۱ اجتماع زیاد آنها معمولاً در بخشهای فوقانی (بالای ۷۴۰ متر) حاصل می‌شود.

در دره مذکور، گسترش Mycelia قارچی سفید در خاک مشاهده شد و برای جمع‌آوری قارچ، ناحیه خیلی خوبی می‌باشد. در این منطقه قارچ Mycorrhizal ظاهراً خوب رشد می‌کند. قارچهای Mycorrhizal همراه افراهای قرمز بسیار متفاوت با قارچهای Mycorrhizal همراه با کاجها هستند. قارچهای همراه با ریشه‌های افرای قرمز متعلق به گونه Phycomyces می‌باشند. (مدو^۲ ۱۹۷۱) و همانند قارچهای ذکر شده توسط دیویس^۳ (۱۹۷۶) در مجاورت هیدروکربنهای گازی اکسیدکننده خوب رشد می‌کنند. سیستم‌های ریشه کاجها همراه با basidiomyceles قارچ Mycorrhizal می‌باشد.

همچنین مشخص شده است که کاجهای سوزنی (فلاور^۴ و همکاران، ۱۹۸۱) و کاجهای سیاه (لئون^۵ و همکاران، ۱۹۷۷) نسبت به افراهای قرمز، در برابر گازهای موجود زمینی (بیش از ۶۰ درصد متان و ۴۰ درصد دی‌اکسیدکربن همراه با چندین گاز کمیاب) مقاومت کمتری دارند. مولفین فوق متوجه شدند با وجود اینکه متان مستقیماً اثر سمی بر روی گونه‌های درختان ندارد، توسعه یک جو خاک غیرهوازی در زون ریشه اثر سمی بر روی اکثر گونه‌های گیاهی دارد. گونه Phycomyces قارچ Mycorrhizal در شرایط خاکی غیرهوازی مقاومتر از basidiomyceles می‌باشد. دیگر فاکتوری که باید در نظر گرفته شود، عمق ریشه است. فلاور و همکاران (۱۹۸۱) نشان دادند که پوششهای گیاهی با ریشه‌های کم عمق در مناطق نزدیک سطح زمین که گونه‌های با ریشه عمیق از آن مستثنی شده‌اند، می‌توانند مقاومت کنند. راون^۶ و همکاران (۱۹۷۶) نشان داده‌اند که کاجها سیستمهای ریشی اصلی عمیقی دارند. مطالعه NASA/Geosat (آبرامز و همکاران، ۱۹۸۴b) نشان داد که افراهای رودخانه لاس، ناحیه غرب ویرجینیا بصورتی که از ریشه‌های بیرون‌زده اکثر افراها در طوفان یخ ۱۹۷۷ مشخص شد، ریشه‌های کم عمق دارند در صورتیکه کاجهای سفید ریشه‌های عمیقی دارند. بنابراین، از روی سیستمهای قارچی ریشه و عمق ریشه مشخص می‌شود که افراها در خاکهای غیرهوازی مقاومتر از کاجها هستند.

-
- 1 - Appalachia
 - 2 - Medve
 - 3 - Davis
 - 4 - Flower
 - 5 - Leon
 - 6 - Raven

لئون و همکاران (۱۹۷۷) متوجه شدند که کائوچو سیاه مقاومترین گونه درخت در برابر گازهای زمینی است. کائوچو سیاه معمولاً یک بیشه‌زار کوتاه است که در خارج از رودخانه لاست بدون هیچ ارتباطی با میدان گاز بوجود می‌آید. با وجود این، بین بیشه‌زار با درختان بزرگ تفاوت‌هایی وجود دارد. (تنه آنها قطری بیش از ۱۰ سانتی‌متر دارد و فقط ۵ درصد کائوچوهای سیاه ناحیه را تشکیل می‌دهد). درختان بزرگ که ابتدا در دو منطقه بی‌هنجاری افرا حضور دارند (حدود ۸۰ درصد کائوچوهای سیاه بزرگ) در طول خطوط لوله گاز یا نزدیک چاههای گاز قرار دارند.

محققین حوزه گاز رودخانه لاست (آبرامز و همکاران، ۱۹۸۴ b) موفق شدند طبقه‌بندی چند طیفی راهنمایی شده را برای داده‌های پوششگر چند طیفی هوانوردی که شامل باندهای لندست TM و چندین باند طیفی دیگر است، بکار ببرند. آنها توانستند افراها، کاجها و کائوچو سیاه را از یکدیگر جدا کنند ولیکن در تفکیک اعضای مختلف گونه‌های مشابه مشکلاتی وجود داشت. از آنجائیکه جهت شیب و ارتفاع کلی بالای سطح تراز دریا مهمترین تفکیک‌کننده بین بی‌هنجاریهای ذکرشده و اجتماع افراهای عادی بود، بکارگیری ارتفاعها و شیبهای استخراج شده از یک مدل ارتفاعی رقمی (DEM) بعنوان باندهای طیفی مجزا ورودی الگوی طبقه‌بندی چند طیفی مفید می‌باشد. بدون اضافه‌کردن اطلاعات DEM به داده‌های چند طیفی، از مطالعه رودخانه لاست مشخص می‌شد که تشخیص ژئوبوتانی گونه‌های معرف فرار هیدروکربن صرفاً از داده‌های چند طیفی اگر غیرممکن نباشد، بسیار سخت است. این نتیجه سازگار با کارهای پرایس^۱ و همکاران (۱۹۸۵) می‌باشد که مولفه‌های اصلی داده‌های لندست TM ناحیه‌ای نزدیک هاریسبورگ^۲، پنسیلوانیا را بکار بردند تا نشان دهند که با تقسیم اولین مولفه اصلی به چهار بخش (مثالی از آنالیز کانونی) می‌توان چهار کلاس پوشش گیاهی را طبقه‌بندی کرد که نشان‌دهنده سمت رو به خورشید و سایه ماسه‌سنگ ارتفاعات بالا و شیب ارتفاعات پایین‌تر می‌باشند. آنها نشان دادند که اکثر اطلاعات پوشش گیاهی داده‌های لندست TM توسط ارتفاع و شیب کنترل می‌شود که هر کدام برترتیب توسط لیتولوژی کنترل می‌شوند (ماسه‌سنگ در مقابل شیل). بنابراین، هر آنچه تفاوت‌های گونه‌های درخت مرتبط با فرار نفت و گاز وجود دارد باید از گونه‌های درختی غالب مرتبط با ارتفاع و شیب توپوگرافی جدا شوند، و خود آنها نیز توسط خصوصیات فاحش واحدهای سنگ‌شناسی زیر پوشش‌های گیاهی کنترل می‌شوند. روابط بین

1 - Price

2 - Harrisburg

توزیع گونه‌های درخت طبیعی و فرار هیدروکربن توسط راک^۱ و همکاران (۱۹۸۶) بحث شده است.

همچنین گونه‌های معرف هیدروکربنها از نظر ژئوبوتانی در مقالات ذکر شده‌اند. ظاهراً اولین مورد توسط وستکوا^۲ و همکاران (۱۹۶۱) انجام شده است و پوشش گیاهی را بعنوان معرف هیدروکربن در نزدیک میدان نفتی سیبری گزارش کرده‌اند. مطلب فوق ابتدأً توسط ی.آ.واستکوا و اس.وی.ویکتوروف^۳ در سال ۱۹۴۹ ذکر شده بود. این محققین ذکر کردند اگر بیتومن در خاک وجود داشته باشد، بی‌هنجاریهایی در پوشش گیاهی روسیه (اکثر بوته‌های منطقه سردسیر). از جمله غول‌آسایی^۴ (ریشه بیش از حد)، شاخه‌زدگی زیاد و دو بار شکوفه زدن (نمو دو مرحله‌ای) بوجود می‌آید.

بدلیل اینکه تنش پوشش گیاهی علاوه بر گریز هیدروکربن می‌تواند الگوهای چندطیفی تولید کند، بررسی معرفهای ژئوبوتانی نفت و گاز با مشکل مواجه می‌شود. در منطقه پاتریک دراو^۵، وایومینگ مطالعات بسیاری برای معرفهای ژئوبوتانی هیدروکربن انجام شده است. محققین مختلف (آبرامز و همکاران، ۱۹۸۴^۶، فدر^۶، ۱۹۸۵، مارز^۷ و تیلور ۱۹۸۷) حدس زده‌اند که در این منطقه بی‌هنجاری علفها و گل‌های روی میدان نفت و گاز پاتریک دراو، که در یک یا چند تصویر لندست قابل روئیت است، بدلیل تأثیر گریز گاز از مخازن زیرزمینی نفت و گاز بر روی پوشش‌های گیاهی است. (اسکات^۸ و همکاران ۱۹۸۸) نشان داد که بیشترین مقدار منگنز و آهن خاک در ناحیه بی‌هنجاری گل‌های زنگ‌زده (که در روی مخازن نفت و گاز قرار دارند) می‌باشد، و دومین درجه فراوانی در روی معبر عبور نفت ولی نه در محل بی‌هنجاری گلها قرار دارد و چهارمین درجه فراوانی در روی نواحی غیربارور است که صرفاً چاههای خشک حفاری شده‌اند. مقادیر آهن و منگنز گلها با فاصله از محل‌های نشست گاز کاهش می‌یابد. آنها متوجه شدند که گل‌های پژمرده در ناحیه بی‌هنجاری بیشترین مقدار را دارند و در دیگر مناطق یافت نمی‌شوند. همچنین اسکات و همکاران (۱۹۸۸) متوجه شدند که مقدار نمک گل‌های زنگ زده

-
- 1 - Rock
 - 2 - Vostokava
 - 3 - Victorov
 - 4 - Gigantism
 - 5 - Patrick Draw
 - 6 - Feder
 - 7 - Marrs
 - 8 - Scott

حدود ۴ برابر بیشتر از مقدار زمینه گل‌های دور از ناحیه زنگ زده است. عکس‌های هوایی و تصاویر لندست MSS جمع‌آوری شده از ۲۲ جولای ۱۹۷۴ تا ۱۹ اکتبر ۱۹۷۸ قادر نبودند بی‌هنجاری پوشش گیاهی (گل‌های زنگ‌زده) را نشان دهند. تصاویر هوانوردها، ماهواره‌ها و عکس‌های هوایی بعدی بی‌هنجاری پوشش گیاهی را از ۱۹ اکتبر ۱۹۷۸ (تصاویر شبیه‌ساز TM هوانورد آشکارسازی شده) تا ۱۷ آگوست ۱۹۸۵ نشان می‌دهند. نهایتاً، آنها از روی داده‌های BLM متوجه شدند که میانگین بارش سالیانه از ۱۹۸۶ تا ۱۹۶۶، ۲۰/۲۷ سانتی‌متر در سال می‌باشد که ۱/۶-۴/۷۲ سانتی‌متر بیشتر از مقدار میانگین در طول ۱۹۸۳-۱۹۸۰ می‌باشد. این موضوع امکان مرگ گل‌ها و علف‌ها را در ناحیه بی‌هنجاری در اثر بالابودن سطح آب زیرزمینی از مقدار میانگین، یا حتی سیل، برای چهار سال در یک ردیف تقویت می‌کند.

در چندین مقاله^۱ (اسکات و مک‌کوی^۱، ۱۹۹۳، بامل^۲ و بیرنی^۳، ۱۹۹۳، و بامل و همکاران (۱۹۹۴) صور طیفی بی‌هنجاریهای ژئوشیمیایی خاک، در اثر تراوش هیدروکربن ذکر شده است که در تصاویر سنجش از دور دیده نمی‌شوند. کویک^۴ و همکاران (۱۹۹۳) ضریب تصحیحی برابر با ۰/۶۷۵- را برای میدان نفتی پلارد^۵ در جنوب غرب آلاباما^۶ بین نسبت Fe/Mn خاک و نسبت NIR/Red یک دوربین ویدیویی گزارش کردند، که NIR یک باند ۰/۸۲۷-۰/۸۵ میکرون و Red یک باند ۰/۶۶۴-۰/۶۵۶ میکرون دوربین ویدیویی متعلق به گروه کشاورزی واحد تحقیقات سنجش از دور در وسلاکو^۷ تکزاس^۸ با قدرت تفکیک ۲ متر در ارتفاع پرواز ۵۵۰۰ فوت می‌باشد. تمامی مباحث قبلی در مورد تشخیص تراوشهای جدید و سنجش از دور ژئوبوتانی بود. با این وجود، تراوشها همچنین در فلات قاره رخ می‌دهند و توسط لکه‌های نفتی که از مرز رسوب-آب به سطح رسیده و بر روی آب شناور می‌شوند، مشخص می‌گردند.

تصاویر رادار با دهانه ترکیبی^۹ (SAR) حتی بهتر از تصاویر لندست برای نقشه‌برداری لکه‌های نفتی قابل استفاده است زیرا تصاویر رادار در هر زمانی بدون توجه به پوشش ابر یا

-
- 1 - Mc Coy
 - 2 - Bammel
 - 3 - Birnie
 - 4 - Cwick
 - 5 - Pollard
 - 6 - Alabama
 - 7 - Weslaco
 - 8 - Texas
 - 9 - Synthetic Aperture Radar

موقعیت خورشید می‌تواند دریافت شود. شکل ۵-۷ (بری^۱ ۱۹۹۵) تصویر ERS-1 دریافت شده در ۹ سپتامبر ۱۹۹۳ در ناحیه گرین کانیون^۲ خلیج مکزیک نزدیک لبه حاشیه قاره‌ای باشد. تعداد بسیار زیادی از لکه‌های نفتی بصورت سیاه در تصویر رادار نشان داده شده است. محدوده‌های خاکستری موقعیت لکه‌های نفتی حسگر شده از تصویر لندست TM ۱۹۸۴ است که نشان می‌دهد این تراوشهای طبیعی از موقعیت‌های ایستگاهی حاصل می‌شوند.



شکل ۵-۷) لکه‌های نفتی در تصویر ERS-1 (T-1304) ناحیه گرین کانیون، خلیج مکزیک، ۹ سپتامبر ۱۹۹۳ (شمال به سمت بالای تصویر). محدوده‌های خاکستری، لکه‌های نفتی هستند که از تصویر لندست TM سال ۱۹۸۴ گرفته شده‌اند. ظاهر لکه‌های نفتی در دو تصویر در موقعیت‌های نسبتاً یکسان می‌باشند (انتهای منبع لکه‌ها در گوشه جنوبی است) و نشان می‌دهد این لکه‌ها از تراوشهای طبیعی حاصل شده‌اند. لکه‌های سفید سکوه‌های نفتی هستند (بری ۱۹۹۵).

1 - Berry

2 - Green Canyon

اگر یک مطالعه تصویربرداری ژئوفیزیکی ناحیه فلات قاره توسط مطالعه تصویربرداری ماهواره‌ای چند زمانی که لکه‌های نفتی را بررسی می‌کند، بویژه آنهایی که سازگار با صور ساختمانهای خطی وابسته در تصاویر ژئوفیزیکی هستند، تشکیل شود؛ امکان تصویرکردن جایجایی خطوط لرزه‌ای فلات قاره برای بهترین تطابق با ساختمانها زیردریایی مرتبط با مخازن هیدروکربن وجود دارد. استفاده از تصاویر ژئوفیزیکی و تصویربرداری ماهواره‌ای تراوشها همراه با هم می‌تواند برای بررسی پتانسیل مخازن هیدروکربن کشف شده در خطوط جمع‌آوری داده‌های لرزه‌ای بکار رود.

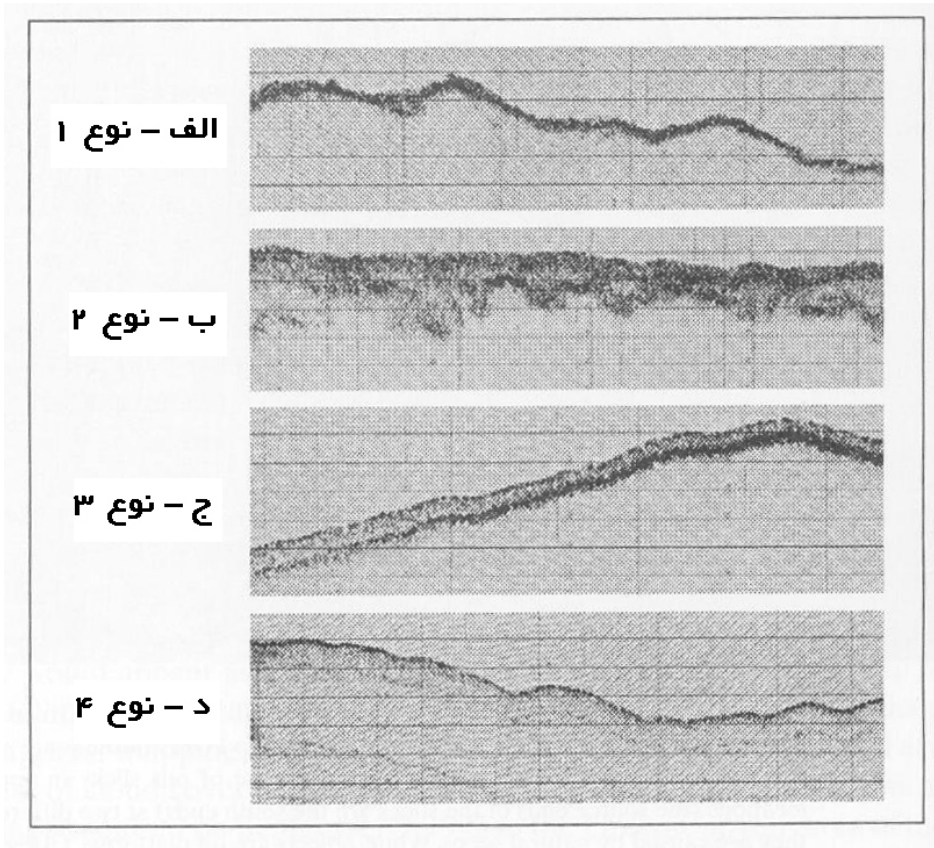
همچنین، تراوشهای گازی فلات قاره زیرآبی در ناحیه گرین کانیون خلیج مکزیک توسط روشهای سنجش از دور غیرمعمولتری تشخیص داده شد است. لی^۱ و همکاران (۱۹۹۳) تراوش گازی را از فلات قاره‌ای بنام بوش‌هیل^۲ گزارش کردند که توسط امواج صوتی زیردریایی با منبع هسته‌ای تصویربرداری شد. شکل ۵-۸ چهار نوع بی‌هنجاری صوتی را نشان می‌دهد، و در شکل ۵-۹ موقعیت این بی‌هنجاریها در بوش‌هیل نشان داده شده است (خطوط پربندی عمق زیر سطح آب را نشان می‌دهد).

نوع I انعکاسهای کف قوی را از رخنمونهای کربنات اتوزنتیک^۳ در کف دریا نشان می‌دهد که تیوپها رشدکننده احتیاجات گرمی را حمایت می‌کند و شدیدترین تراوشهای گازی را نشان می‌دهد. نوع II از نظر صوتی آشفته است و انعکاسی از زیر کف ندارد، و پروفیلی است که خصوصیات گاز در رسوبات کف دریا را نشان می‌دهد. نوع III از نظر صوتی آشفته است و انعکاسهای قوی زیرسطحی دارد و در تمام تپه کوچکی بنام بوش‌هیل یافت می‌شود. این نوع نیز مشابهاً توسط یک لایه هیدراتی گازی تحت تأثیر واقع می‌شود. نوع IV از نظر صوتی شفاف است و دارای بازتاباننده‌های موازی و پیوسته زیرسطحی است و در اطراف تپه بوش‌هیل یافت می‌شود. تصور می‌شود نوع IV از رسوبات گلی که تحت تأثیر تراوش هیدروکربن واقع نشده‌اند، تشکیل شده باشد.

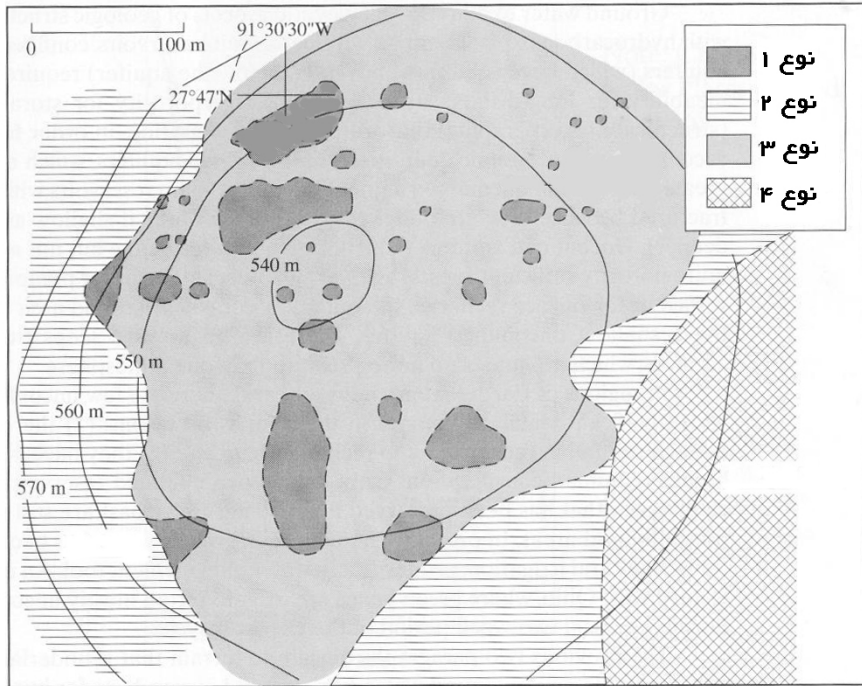
1 - Lee

2 - Bush Hill

3 - Authigenic



شکل ۵-۸) مثالهایی از چهار نوع بی‌هنجاری صوتی از پروفیل‌های زیرسطحی ۲۵ کیلومتر هرتز، قدرت تفکیک بالا که توسط یک دستگاه صوتی زیردریایی با منبع هسته‌ای تصویربرداری شده است. این پروفیلها در اطراف یک تپه زیردریایی بنام بوش‌هیل در ناحیه گرین کانیون خلیج مکزیک جمع‌آوری شده است (لی و همکاران، ۱۹۹۳).



شکل ۵-۹) توزیع چهارنوع بی‌هنجاری صوتی نشان داده شده در شکل ۵-۸ از پروفیل‌های زیرسطحی ۲۵ کیلو هرتز، قدرت تفکیک بالا که توسط دستگاه صوتی زیردریایی با منبع هسته‌ای در پوش‌هیل، ناحیه گرین کانیون خلیج مکزیک تصویربرداری شده است (لی و همکاران ۱۹۹۳).

کاربرد سنجش از دور در اکتشاف آبهای زیرزمینی

اکتشاف آبهای زیرزمینی چندین جنبه ساختمانی زمین‌شناسی مشترک با اکتشاف هیدروکربن دارد. همانند مخازن نفت، در سفره‌های آب زیرزمینی محبوس (که دارای لایه نفوذناپذیری در بالا و زیر سفره آب هستند) برای اینکه سیال در مقیاس اقتصادی جمع شود، محتاج نفوذپذیری کافی در ساختمانهای طولانی حمل و نقل، تخلخل کافی برای ذخیره‌شدن و یک قله (ساختمانی یا استراتیگرافی) برای متوقف ساختن مهاجرت سیال می‌باشد. اکثر سفره‌های محبوس که نسبت به سفره‌های غیرمحبوس معمولاً در اعماق بیشتری قرار دارند همانند مخازن نفت اگر شکسته بشوند چون تحت فشار قرار دارند، به سمت بالا نشت می‌کنند

(فشار هیدروستاتیک در عمق کم و لیتوستاتیک^۱ در اعماق بیشتر). سفره‌های غیرمحبوس (که لایه نفوذناپذیری صرفاً در زیر آنها قرار دارند) محتاج تخلخل کافی برای ذخیره و نفوذپذیری کافی برای تخلیه سطحی می‌باشند که بارش در روی ناحیه وسیعی در روی سفری غیرمحبوس نسبتاً کم عمق رخ می‌دهد. از سفره‌های غیرمحبوس که تحت فشاری بیش از فشار اتمسفر قرار ندارند، هیچگونه نشتی به سمت بالا صورت نمی‌گیرد.

در مناطقی از زمین که در حال حاضر خیلی خشک هستند، به دو دلیل مخازن غیرمحبوس معدودی با مقدار ذخیری کافی آب وجود دارد: ۱- در سالهای اخیر بارش کافی برای پرکردن مجدد آنها وجود نداشته است و ۲- بدلیل مصارف زیاد انسانها تخلیه شده‌اند. تنها سفره‌های محبوس عمیق‌تر که حاوی آبهای قدیمی زمانهای پرآبی سالهای گذشته هستند، در این مناطق خشک اهمیت دارند. در نواحی مرطوب فعلی، آبهای زیرزمینی برای آبیاری زمینهای کشاورزی بعنوان یک ابزار مدیریتی اهمیت پیدا کرده‌اند. یکی از مثالهای این مورد در شمال غرب اوهایو^۲ است که لوبیاهای سبز با استفاده از سفره‌های غیرمحبوس در طی مدت زمان بحرانی دوهفته‌ای دوره رشدشان آبیاری می‌شوند.

در سرزمینهای آذرین و دگرگونی تنها سفره‌های موجود، زونهای متخلخل برشی در طول گسلها و در زه‌های سنگ بستر می‌باشند. ذرات سنگ متخلخل و خاک در شکافهای سنگها مخازن طبیعی (سفره‌های غیرمحبوس) را برای ذخیره هرز آبهای سطحی باقی مانده از تبخیر تشکیل می‌دهند. در چنین نواحی جستجوی آبهای زیرزمینی، جستجویی است برای گسلها و درزه‌های سنگ بستر و در یک مقیاس بزرگتر می‌تواند بعنوان جستجوی آبهای زیرزمینی در نواحی کارستی ذکر شود که در این محلها زونهای انحلالی در طول درزه‌ها و شکستگیها در سنگهای کربناتی زیر سطحی معبری برای مهاجرت و ذخیره آبهای زیرزمینی می‌باشد.

هیدروکربناتها و آب از لحاظ ژئوشیمیایی کاملاً متفاوت هستند. هیدروکربناتها محیطهای احیایی بوجود می‌آورند و برای رشد گیاه لازم نیستند در صورتیکه آبهای زیرزمینی اغلب در محیطهای اکسیدی حاصل می‌شوند و برای رشد گیاه از اصول الزامی می‌باشند. در نواحی که آبهای زیرزمینی از یک سفره محبوس به سطح تراوش می‌کنند، رشد گیاهان در مناطق خشک و نیمه‌خشک بصورت قابل ملاحظه‌ای در مقایسه با نواحی معتدل بیشتر است. یک واحد بیابانی مثالی در این مورد است. در نواحی مرطوب، چنین تراوشی ممکن است آبهای راکد و یا

1 - Lithostatic

2 - Ohio

مرداب بوجود آورد. چنین محیطی که از پوشش گیاهی غالب متفاوت است، اجتماعات گیاهی را حمایت می‌کند. مردابها اغلب توسط آبهای زیرزمینی محبوس که توسط گسلها، درزه‌ها یا تقاطع با سطح زمین شکسته شده‌اند، ابقاء می‌شوند.

الف- اکتشاف آبهای زیرزمینی در سرزمینهای آذرین، دگرگونی و کارستهای رسوبی

نقشه‌برداری صور خطی همراه با شکستگیها (گسلها و درزه‌ها) می‌تواند با استفاده از تصاویر تمامی نواحی طول موج انجام شود. این نوع نقشه‌برداری یک ابزار مفید برای اکتشاف آبهای زیرزمینی در سرزمینهای آذرین، دگرگونی و همچنین مناطق کارستی رسوبی است زیرا بیشترین مقادیر آب در نزدیک شکستگیها که دارای تخلخل و نفوذپذیری بالایی هستند، یافت می‌شوند. یکی از فرضیاتی که در گذشته در مورد سرزمینهای آذرین و دگرگونی حدس زده می‌شد این بود که بیشترین مقدار آب می‌تواند در جاهایی یافت شود که بزرگترین چگالی طول شکستگی (طول کلی خط شکستگی برحسب مایل در مایل مربع) در آنها رخ می‌دهد (وینسنت و همکاران ۱۹۷۸). بهر حال، دلایل اولیه نشان داد که این تصور نوعی ساده انگاری است و شواهد بعدی نشان داد که بعضی از شکستگیها باروری بیشتری برای آبهای زیرزمینی نسبت به بقیه دارند و در بعضی سرزمینهای دگرگونی، چین‌خوردگیها اهمیتی همانند شکستگیها دارند.

لی (۱۹۹۴) متوجه شد که در سنگهای گرانیتی شکستگیهایی که در اثر نیروهای کششی بوجود می‌آیند، غالباً آب بیشتری نسبت به شکستگیهای فشارشی دارند. دلیل ارائه شده توسط لی (۱۹۹۴) این بود که شکستگیهای کششی عرض بیشتری نسبت به شکستگیهای فشارشی دارند. بهر حال، نیروهای کششی غالباً با شکستگیهای پوششی^۱ (مجموعه شکستگیهای موازی) همراه هستند. این فرآیند دلیل دیگری برای تجمع آبهای زیرزمینی در طول شکستگیهای کششی را توجیه می‌کند، و اخیراً نیز در یک آزمایش که صور خطی تفسیر شده از عکسهای هوایی را با ناهمگنی هیدرولیکی مرتبط می‌کرد (چیما^۲ و ایزلام^۳ ۱۹۹۴) نشان داده شده است. با در نظر گرفتن یک مدل تخلخل ساده، که فرض می‌کند جریان در سنگ بستر آذرین و دگرگونی نیست و تماماً در طول شکستگیها می‌باشد؛ چیما و ایزلام جریان خروج هیدرولیکی یک صفحه محبوس و نفوذناپذیر را که در برش سطحی الگوی شکستگی مشابه نتایج حاصل از تغییر

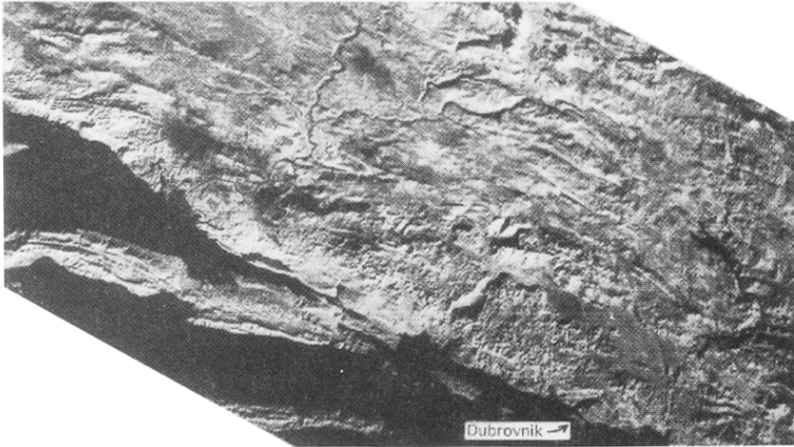
1 - Echelon Fractures
2 - Cheema
3 - Islam

تصاویر اسپات استریو، تصاویر لندست و عکسهای هوایی ناحیه‌ای در تپه‌های سیاه نزدیک ریپدسیتی^۱، جنوب داکوتا دارند، اندازه گیری کردند. آنها متوجه شدند که جهت حداکثر انتقال هیدرولیکی منطبق با غالب‌ترین جهت اثرات شکستگی است. عرض شکستگی بزرگتر و روند شکستگی غالب حاصل از شکستگیهای کششی مشابهاً باعث تمرکز بیشتر آب زیرزمینی نسبت به شکستگیهای فشارشی نقشه‌برداری شده از تصاویر سنجش از دور در سرزمینهای آذرین و دگرگونی می‌باشد. از نقطه‌نظر تفسیر عکسها، این نتیجه سازگار با شکستگیهای پوششی روی دیگر انواع شکستگیها مشاهده شده از تفسیر تصاویر سنجش از دور جمع‌آوری شده از سرزمینهای آذرین و دگرگونی است.

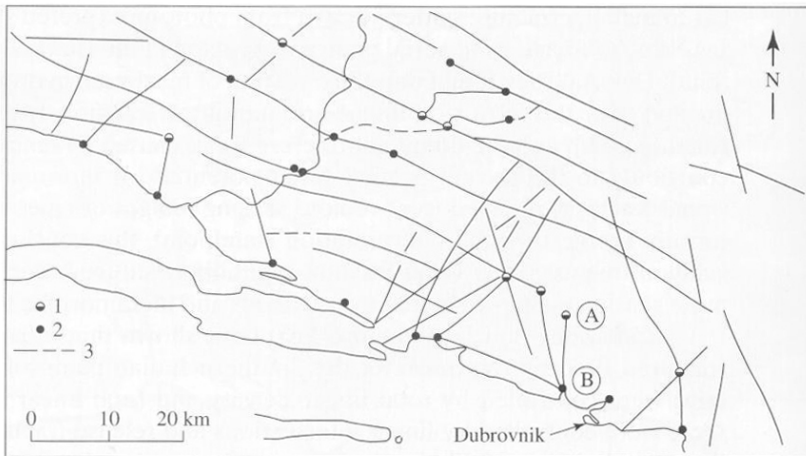
رامازامی^۲ و جایاکومار^۳ (۱۹۹۳) نشان دادند که در سنگهای چین‌خورده و شکسته شده پرکامبرین جنوب شبه جزیره هند، سیستم‌های سفره‌های آب زیرزمینی توسط چگالی خطی کلی و چگالی تقاطع خطی، و بعضی از سفره‌ها توسط تقاطع خطی و شکستگیهای رهایی^۴ (شکستگیهای نازک و موازی با محور چین و محدود به بخش محوری تاق‌دیسها و ناودیسها)، و بعضی دیگر توسط شکستگیهای برشی کنترل می‌شوند. جایجایی آب زیرزمینی از تاق‌دیس به ناودیس باعث شده است تا چین‌خوردگیها فاکتور اضافی مهمی در اکتشاف آبهای زیرزمینی در سرزمینهای دگرگونی با چین‌خوردگی پیچیده در نظر گرفته شوند.

همچنین نقشه‌برداری شکستگیها از داده‌های سنجش از دور برای اکتشاف آبهای زیرزمینی در سرزمینهای کارستی که در روی سنگهای رسوبی کربناته (آهک و دولومیت) قرار دارند، مهم می‌باشند. مثال خوبی از این مورد در شکل ۵-۱۰ برای یک ناحیه کارستی در شرق هرزگوین^۵ بنام دیناریدز^۶ (کرسیک^۷ ۱۹۹۴) نشان داده شده است. تصویر باند ۷ لندست MSS در شکل ۵-۱۰ الف و نتایج تفسیر خطی آن در شکل ۵-۱۰ ب و موقعیت چاهها (جاهائیکه آبهای زیرزمینی به خارج از زون انحلالی جریان می‌یابد) نشان داده شده است. هر کدام از چاههای شناخته شده توسط یک شکستگی نقشه‌برداری شده از تصویر لندست مرتبط با یک چشمه است. شکل ۵-۱۱ الف بخش بزرگ شده تصویر لندست قبلی را نشان می‌دهد.

-
- 1 - Rapid City
 - 2 - Ramasamy
 - 3 - Jayakumar
 - 4 - Release Fractures
 - 5 - Herzegovina
 - 6 - Dinarides
 - 7 - Kresic



(الف)



(ب)

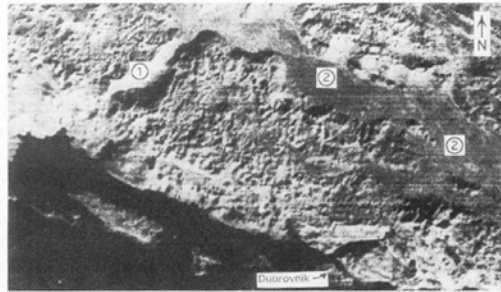
شکل ۵-۱۰) الف- بخشی از تصویر لندست که ناحیه کارستی شرق هرزگوین، دیناریدز را پوشش می‌دهد (تاریخ دریافت ۳۱ اکتبر ۱۹۷۳، باند ۷ MSS). ب - تفسیر بصری صور خطی (۳؛ خط‌چین برای موارد استنباط شده) از تصویر باند ۷ لندست MSS در الف، و موقعیت چاهها (۱) و چشمه‌های (۲) اصلی ناحیه (کرسیک ۱۹۹۴).

موقعیکه برش چگالی مضاعف این تصویر در مستطیل ترسیم شده محدود شود، شکل ۱۱-۵ ب حاصل می شود. صور فرو رفته تیره در شکل ۱۱-۵-الف که در شکل ۱۱-۵-ب بصورت نواحی خاکستری نشان داده شده، توسط کرسیک (۱۹۹۴) بعنوان فرورفتگیهای کارستی در نظر گرفته شده‌اند (ائووال‌ها^۱ و دولین^۲ ها). جهت گیری شمالی-جنوبی دولین‌ها که در اشکال ۱۱-۵-الف و ب قابل مشاهده است، چاهها را با چشمه‌ها مرتبط می‌کند. شکل ۱۱-۵-ج رزیدیاگرام جهت فرورفتگیهای کارست در شکل ۱۱-۵-ب را نشان می‌دهد. کرسیک (۱۹۹۴) جهت حداکثر رزیدیاگرام را بعنوان محتمل‌ترین جهت عمومی جریان آب زیرزمینی در سفره آب زیرزمینی تفسیر می‌کند. همچنین نامبرده مطالعه عکسهای هوایی استریو برای اطلاعات جزئی بیشتر در مورد کارستها را پیشنهاد کرده است. همچنین DEM تولید شده با دقت یک پیکسل از این عکسهای هوایی می‌تواند برای نقشه‌برداری دقیق فرورفتگیهای کارست بکار رود. اگر عکسهای استریو جمع‌آوری شده با فواصل زمانی چند ده ساله برای محاسبه DEM با قدرت تفکیک بالا بکار رود، امکان اندازه‌گیری نرخ فرونشینی در روی چاله‌ها وجود دارد.

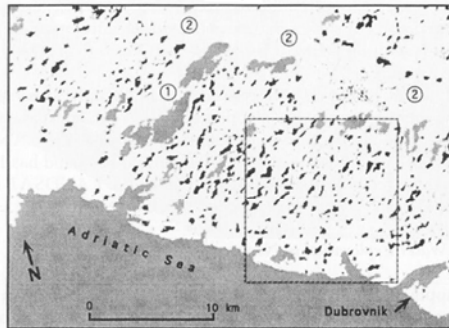
اگرچه کرسیک (۱۹۹۴) تصویربرداری فرسوخ حرارتی را برای نقشه‌برداری نواحی کارستی مفیدتر فرض می‌کند ولیکن دلیل قیمت نسبتاً پایین تصاویر لندست I در این مطالعه از آنها استفاده کرده است. همچنین باند حرارتی لندست TM می‌تواند مفید باشد اما باند TM حرارتی قدرت تفکیک فضایی ۱۲۰ متر در مقایسه با قدرت تفکیک ۷۹ متری تصویر لندست MSS استفاده شده توسط کرسیک (۱۹۹۴) دارد، و همچنین گرانیقیمت‌تر است.

ب- اکتشاف آبهای زیرزمینی در سرزمینهای رسوبی غیرکاستی

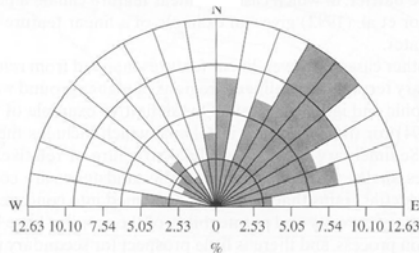
نقشه‌برداری صور خطی در تصاویر سنجش از دور برای اکتشاف آبهای زیرزمینی در سرزمینهای رسوبی غیرکاستی مفید هستند. در بعضی موارد، صور خطی ممکن است نشان‌دهنده گسلهایی با جابجایی قائم باشند که سفره آب را در مقابل یک سد نفوذناپذیر



(الف)



(ب)



N = 182
 حداکثر = ۱۲/۶٪
 فاصله کلسها = ۱۰ درجه
 میانگین = ۵/۵۶٪
 انحراف استاندارد = ۳/۶۰٪

(ج)

شکل ۵-۱۱) الف - بخشی از تصویر باند ۷ لندست MSS شکل ۵-۱۰- الف که ناحیه کارستی پوپو^۱ در شرق هرزگوین را پوشش می دهد و (۱) نشان دهنده دره های غیرفعال کارستی است (رنگ سیاه لبه SE دره است) و (۲) نهشته های کواترنری مسطح پوپو را نشان می دهد. ب - نتیجه آشکارسازی را نشان می دهد و (۱) و (۲) مشابه شکل الف می باشند. نواحی کوچک و سیاه بعنوان فرورفتگیهای کارست - اتووالها و دولینها تفسیر می شوند. ج - رزدياگرام جهت فرورفتگیهای کارست برای ناحیه مشخص شده در شکل ب (کرسیک ۱۹۹۴).

قرار می‌دهند که در این مورد پدیده خطی می‌تواند سدی در مقابل جریان آب زیرزمینی باشند. تیلور و همکاران (۱۹۹۲) مثالی از یک پدیده خطی را که بعنوان سدی در مقابل آب زیرزمینی عمل می‌کند، ارائه داده‌اند.

بهر حال، در مواردی دیگر، صور خطی نقشه‌برداری شده از تصاویر سنجش از دور سرزمینهای رسوبی می‌تواند نشان‌دهنده مناطق با جریان بالاتر آبهای زیرزمینی همانند سرزمینهای آذرین و دگرگونی باشند. یک مثال قطعی از این مورد توسط مینور^۱ و همکاران (۱۹۹۴) برای ناحیه تیس^۲ در غنا که شامل جنوبی‌ترین بخش حوضه رسوبی ولتائین^۳ می‌باشد، ارائه شده است که یک ساختمان ناودیسسی نسبتاً پهن از ماسه سنگها، شیلها و کنگلومراهای پالئوزوئیک است. ماسه‌سنگها، کوارتز آرنایت متراکم با دانه‌های غیرشکننده هستند که به اشکال محدب-مقعر تغییر شکل یافته‌اند. اکثر تخلخل اولیه و نفوذپذیری آرنایتها توسط فرآیندهای متراکم‌سازی از بین رفته است و تخلخل ثانویه اندکی توسط فرآیندهای هوازگی تشکیل شده است، زیرا ماسه سنگها تمیز و غنی از کوارتز می‌باشند. جریان آب زیرزمینی توسط جریان قائم، شکافهایی که به عمق می‌رسند و جریان نسبتاً افقی آرام، موازی با گرادینهای جریان کنترل می‌شود.

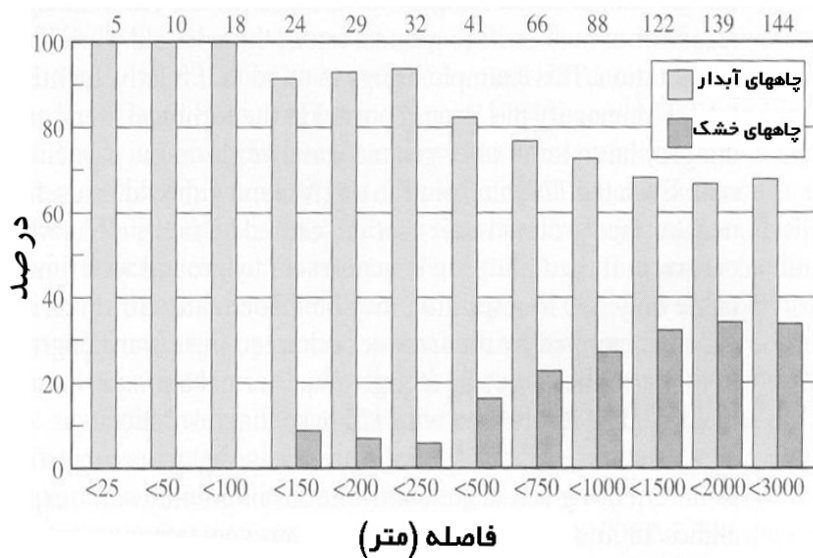
مینور و همکاران (۱۹۹۴) داده‌های لندست TM، اسپات و عکسبرداری فضایی MK-4 روسی اسکن شده رقومی را برای نقشه‌برداری صور خطی استفاده کردند. آنها گزارش دادند که مفیدترین شکل داده‌های TM، تصویر مولفه اصلی باندهای ۵، ۴ و ۳ می‌باشند. استفاده از باندهای حرارتی گزارش نشده است. تمامی داده‌های فوق کاملاً از نظر هندسی با کمک نقاط کنترلی زمینی اندازه‌گیری شده توسط GPS تصحیح شدند و در یک پایگاه داده GIS وارد شدند، و بدین ترتیب صور خطی تفسیر شده می‌تواند بدقت در روی زمین مشخص شود. با استفاده از GPS موقعیت چاهها با دقت ۱۰-۲۰ متر تعیین شده و در پایگاه داده GIS وارد شدند. شکل ۵-۱۲ نتیجه توزیع چاههای آبدار و خشک را در مقابل فاصله از نزدیکترین پدیده خطی یا اثر شکستگی (یک پدیده خطی با طول کمتر از یک مایل) نشان می‌دهد. این شکل نشان می‌دهد که ۱۰۰ درصد تمامی چاههایی که در ۱۰۰ متری صور خطی مشخص شده اثرات شکستگیها قرار دارند، آبدار می‌باشند. همچنین نشان می‌دهد که تعداد چاههای خشک با افزایش فاصله از یک شکستگی، افزایش می‌یابد. دقت هندسی پایگاه داده GIS که مطابق با دقت

1 - Minor
2 - Tease
3 - Viltaiian

نقشه برداری GPS و دقت پردازش تصویر می باشد، مهمترین فاکتور در ارائه نتایج قطعی پروژه می باشد. از آنجائیکه چند صد متر خط، فاصله بین فعالیتهای اقتصادی و شکست پروژه می باشد، نتایج سنجش از دور و محل تجهیزات حفاری در روی زمین باید از لحاظ هندسی دقیق باشد تا برای اکتشاف آبهای زیرزمینی با ارزش باشد.

تصویربرداری فروسرخ حرارتی در مورد مخازن سطحی آبهای زیرزمینی که می توانند دمای سطح زمین را تحت تأثیر قرار دهند، دارای اهمیت فضایی می باشد. از آنجائیکه آبهای زیرزمینی معمولاً دمایی حدود ۲۰ درجه سانتیگراد در طول سال دارند، تصاویر فروسرخ حرارتی غالباً نواحی را نشان می دهند که آب زیرزمینی نزدیک سطح بصورت غیرمعمول سردتر (مانند روزهای تابستان که زمین گرمتر است) یا گرمتر (اگر زمین سردتر از ۲۰ درجه سانتیگراد باشد، مانند شبها یا فصول سردتر) می باشند. امواج میکروویو غیرفعال، اطلاعاتی همانند فروسرخ حرارتی با ادفاله‌های کمتری نشان می دهند زیرا اوج منفی توده سیاه برای اکثر شرایط مشاهده‌ای در ناحیه طول موج ۸-۱۴ میکرون حادث می شود. تصاویر رادار با طول موج بلند (نظیر باند L با طول موج تقریباً ۲۹ سانتی متر) در سرزمینهای خشک و نیمه خشک می تواند آبهای زیرزمینی نزدیک سطح را بعنوان یک پرتو رادار برگشتی متفاوت از زمین خشکتر بصورت روشن تر نشان دهد (این تشخیص از تفاوت زیاد در ثابتهای دی الکتریک^۱ آب و خاک خشک حاصل می شود). تصاویر رادار و فروسرخ حرارتی هر دو آبهای نزدیک سطح را در سرزمینهای خشک و نیمه خشک مشخص می کنند و تصاویر رادار بدلیل ثابت دی الکتریک بزرگتر خاک مرطوب و تصاویر فروسرخ حرارتی بدلیل دمای کمتر و اکثراً در طول روز) آبهای زیرزمینی نزدیک سطح چنین توانایی را دارند. در اکثر تصاویر رادار آبهای راکد تیره دیده می شوند زیرا این آبها دارای یک سطح آئینه‌ای و یک ثابت دی الکتریک بالا هستند که همراه با هم باعث بازتابندگی بالای پرتو رادار می شوند. خاک مرطوب ثابت دی الکتریک بالاتری از خاک خشک دارد، اما بسته به فراوانی بازتابندگی پراکنده یا آئینه‌ای برای ابعاد رادار ویژه بکار رفته در حین جمع‌آوری داده، در تصویر رادار می تواند تاریک یا روشن دیده شود.

عدد تجمعی چاهها



شکل ۵-۱۲) توزیع چاههای خشک و آبدار در مقابل فاصله از نزدیکترین پدیده خطی یا اثر شکستگی (مینور و همکاران، ۱۹۹۴).

سنجش از دور رادار در هر زمانی و در هر شرایط آب و هوایی می‌تواند بکار رود و اصولاً ابری بودن جو و یا دمای سطح زمین تاثیری در کیفیت ثبت داده‌ها ندارد. بهر حال، برخلاف تصاویر فروسرخ حرارتی جمع‌آوری شده در شب، سایه‌های توپوگرافی باعث تیره‌تر شدن سطوح تپه‌های پشت به سیستم رادار در تصاویر رادار منتهجه در هر زمانی از روز می‌شود. شکل ۵-۱۳ یک تصویر رادار هوانورد SAR با دید جانبی ناحیه جنوب رنو^۱، نوادا^۲ در طول یال شرقی کوه رز را نشان می‌دهد (براون^۳، ۱۹۹۴). براون بیان می‌کند که نواحی تیره بین دو فلش کوچک سیاه در مرکز تصویر (همچنین در دیگر انواع تصویرگیری نیز مشخص است) احتمالاً توسط تشکیل حوضچه‌ای از جریان بواسطه مورفولوژی سنگ بستر زیر آبرفتها و یا بواسطه تخلیه به آبرفت سفره‌های سنگ بستر در طول شکستگی که محدوده نواحی اشباع شده در غرب

1 - Reno
2 - Nevada
3 - Brown

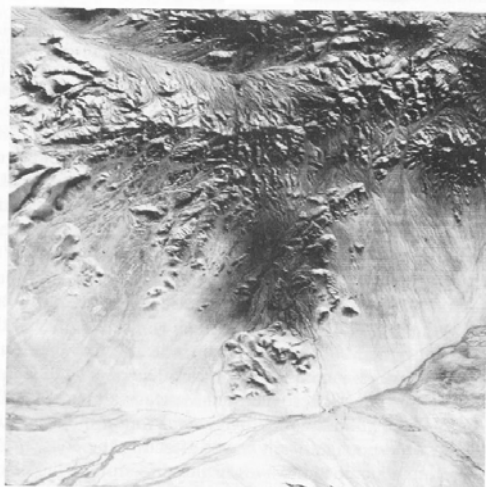


شکل ۵-۱۳) تصویر رادار هوانورد با دهانه ترکیبی و دید جانبی (SAR). بعضی گسلها و شکستگیهای مهم توسط فلشهای تیره و ضخیم نشان داده شده‌اند. یک شکستگی اصلی (فلش اصلی) محدوده کناری آبرفت اشباع شده را نشان می‌دهد (فلشهای کوتاه و سیاه) (براون ۱۹۹۴).

را مشخص می‌کند (فلش سفید) حاصل می‌شود. نیمه غربی یک تپه واحدهای آتشفشانی توده‌ای که رأس آن توسط خط چین سفید مشخص شده، در سایه را داراست و تیره دیده می‌شود. شکل ۵-۱۴. الف و ب داده‌های پویسنگر چند طیفی هوایی (پویسنگر Deadalus Enterprises ATM) معادل باندهای طیفی ۱ (آبی مرئی) و ۶ (فروسرخ گرمایی TM) ناحیه‌ای نزدیک تونوپا^۱، نوادا را نشان می‌دهد. توجه کنید که ناحیه تیره (سرد) در تصویر فروسرخ حرارتی در تصویر مرئی قابل رویت نیست. اگر چه این تفسیر با بررسیهای میدانی سازگار نیست، این ناحیه تیره یک مخزن آب زیرزمینی نزدیک سطح است.



(الف)



(ب)

شکل ۵-۱۴) الف - تصویر آبی مرئی (باند L) جمع‌آوری شده توسط پوششگر Deadalus Enterprises ATM ناحیه‌ای نزدیک تونوپا، نوادا. ب - تصویر فروسرخ حرارتی (باند ۷ TM) همین ناحیه. به ناحیه تیره (سرد) بالای رخنمون سنگی که احتمالاً یک مخزن آب زیرزمینی می‌باشد توجه کنید (وینست، ۱۹۹۷).

این مثال نشان می‌دهد که اگرچه تصاویر حرارتی بویژه در سرزمینهای رسوبی کاربرد فراوانی در اکتشاف آبهای زیرزمینی دارند، کاربرد نسبتاً کم تصویر باند ۶ لندست TM در مقالات فنی گزارش شده است. حتی قدرت تفکیک ۱۲۰ متر باند ۶ لندست TM برای تله‌های ساختمانی آبهای زیرزمینی نزدیک سطح که توسط گسلهایی که در طول جابجایی قائم حاصل می‌شوند، می‌تواند مفید باشد. اگر زون گسلی صرفاً توسط آبهای زیرزمینی حرکت کرده در طول سطوح گسل مشخص شوند، قدرت تفکیک ۱۲۰ متری ممکن است کافی نباشد. بهر حال، اگر یک سفره آب نزدیک سطح توسط گسل سد شود یا توسط مهاجرت آب در طول صفحه گسل مجدداً تغذیه شود، ممکن است ناحیه وسیعی با بی‌هنجاری حرارتی محدود شده توسط یک پدیده خطی وجود داشته باشد و می‌تواند بسادگی با قدرت تفکیک فضایی ۱۲۰ متر دیده شود.

سنجش از دور می‌تواند در اکتشاف آبهای زیرزمینی در آب و هوای مرطوبتر نیز مفید باشد. در نواحی مرطوب که پوشش گیاهی متراکم اکثر زمین را می‌پوشاند (به جز زمینهای کشاورزی شخم زده) نقشه‌برداری گونه‌های پوشش گیاهی همراه با مردابها و تصویربرداری چند طیفی مردابها برای اکتشاف آبهای زیرزمینی مفید می‌باشد. در این مورد مثالی توسط ماکتاو^۱ و کاپداش^۲ (۱۹۹۴) برای مرداب دالیان^۳ در ترکیه ارائه شده است. در این منطقه یک کانال دریاچه دریاچه کویسکینر^۴ را به دریای مدیترانه مرتبط می‌کند. طبقه‌بندی راهنمایی شده منطقه مرداب دالیان از باندهای ۴، ۲ و ۱ لندست TM سه زمان مختلف: آگوست ۱۹۸۴، آگوست ۱۹۹۸ و جولای ۱۹۹۱ تولید شده است. نواحی پوشیده از آب درون نیزارها در جولای ۱۹۹۱ بیشتر از زمانهای دیگر بوده است. با وجود این، در آگوست ۱۹۸۴ بارش بیشتری نسبت به دو زمان دیگر در این منطقه ثبت شده است. همچنین جریان سطحی بیشتری نسبت به نرخ بارش (با ضریب دو یا سه برابر) در ماههای جولای و آگوست وجود دارد. پایداری دهانه کانال که از آنجا جریان به دریای مدیترانه جریان می‌یابد، نشان می‌دهد که نرخ تخلیه کانال خیلی کم است و اهمیت منابع آب زیرزمینی را برای تغذیه مردابهای دالیان افزایش می‌دهد. این دلایل ماکتاو و کاپداش (۱۹۹۴) را به این نتیجه رهنمون کرد که مرداب دالیان توسط آب زیرزمینی و آب دریا تغذیه می‌شود تا جریانهای سطحی.

-
- 1 - Maktav
 - 2 - Kapdash
 - 3 - Dalyan
 - 4 - Koiskiner

اگر چه امواج موثر زیادی در جهت ساحل و همچنین در مرداب دالیان وجود داشت، در آگوست ۱۹۸۴ امواج موثری وجود نداشت تا ساحل را تحت تأثیر قرار دهد. بنابراین نفوذ آب دریا القاء شده توسط عملکرد امواج محلی می‌تواند باعث افزایش آب‌های راکد در مرداب‌ها بشود. بهر حال، افزایش آب راکد مشاهده شده در داده‌های لندست TM سال ۱۹۹۱ در یک ناحیه واضحاً غیرمرتبط (در نقشه طبقه‌بندی) در فاصله کوتاهی از خط ساحل (بیش از ۲ کیلومتر) به سمت قاره حاصل می‌شود. این واقعه می‌تواند اهمیت بیشتر آب زیرزمینی را نسبت به نفوذ آب دریا نشان دهد. بدون توجه به مقدار آب زیرزمینی در مرداب دالیان، این مثال پتانسیل داده‌های ماهواره چند طیفی را برای فرایینی تغییرات آب زیرزمینی در نواحی مردابی با پوشش گیاهی نشان می‌دهد.

فصل ششم

کاربرد سنجش از دور در مطالعات زیست محیطی و زمین شناسی مهندسی

مقدمه

برخلاف اکتشاف نفت و مواد معدنی، که سنجش از دور صرفاً در یک زمان خاص بکار برده می‌شود، مسائل زیست محیطی و زمین‌شناسی مهندسی غالباً از اطلاعات سنجش از دور در زمانهای متوالی استفاده می‌کنند. این مطالعه چند زمانی باعث افزایش قیمت کاربردهای زیست محیطی و زمین‌شناسی نسبت به سنجش از دور برای اهداف اکتشافی می‌شود. بعضی از کاربردهای ذکر شده در این فصل، انتخاب محل انواع سازه‌های ساخت بشر، مستلزم جمع‌آوری داده‌های سنجش از دور صرفاً در یک زمان است. بهر حال، کاربردهای دیگری وجود دارد که مستلزم پایش تغییرات زیست محیطی یا زمین‌شناسی مهندسی در طی زمان است. مطالعه معادن روباز نیازمند پایش تغییرات حجمی، بازسازی خطوط توپوگرافی و تعیین زباله‌های سمی می‌باشد. بررسی مرداب‌ها مستلزم تعیین تعداد میانگین روزهای بالابودن سطح آب در طی فصل رشد می‌باشد. مطالعات فرسایش زمینهای زراعی محتاج مدلسازی دقیق هرز آب سطحی بعد از وقایع تبخیر می‌باشد، در صورتیکه مطالعات فرسایش اندازه گیری حجم زمین فرسوده شده در گذشته و تخمین فرسایش آینده می‌باشد. مطالعه خطوط لوله نیازمند پایش جریان می‌باشند، و بزرگراهها مستلزم بررسی بستر جاده و پیاده‌رو برای فرونشست، مسیرهای جریان آب سطحی و

بریدگیهای پیاده‌رو می‌باشند. تمامی این بررسیها می‌توانند از فن‌آوری سنجش از دور بهره‌مند شوند.

گسترش روشهای سنجش از دور برای پایش تغییرات زیست محیطی و زمین‌شناسی مهندسی نسبت به روشهای اکتشافی مواد معدنی و نفت تکامل کمتری داشته است. بهر حال، اهمیت رو به افزایش موارد زیست محیطی و سازه‌های صنعتی و کاهش اهمیت اکتشاف نفت مقیاسهای توسعه سنجش از دور را به سمت کاربردهای زیست محیطی و زمین‌شناسی مهندسی سوق داده است. حتی توسعه روشهای سنجش از دور جدید در اکثر شرکت‌های نفتی بزرگ از روشهای اکتشافی به کاربردهای حمل‌ونقل، خطوط لوله جریان، طراحی خطوط لرزه‌ای و تعیین محل ارائه خدمات (پالایشگاهها، پایانه‌های دریایی و غیره) تخطی کرده‌اند.

کاربردهای سنجش از دور در زباله‌دانیها و معادن روباز

مطالعه معادن روباز مستلزم پایش تغییرات حجمی ناشی از حفره‌های حفر شده در زمین و پرشدگی مجدد بخشی و یا کامل آنهاست. همچنین پایش تغییرات ترکیب سطحی در محل‌های برداشت و اطراف آنها از اصول الزامی است. فتوگرامتری به مدت یک نیمه قرن برای تولید نقشه‌های پربندی ارتفاع از جفت عکسهای استریو بکار برده شده است (اوری^۱ ۱۹۷۷). این عکسها دارای همپوشانی هستند (معمولاً حدود ۶۰ درصد). تولید نقشه‌های پربندی با فواصل یک فوت با روشهای مرسوم و دستی اولیه زمان زیادی می‌گیرد. در حالت ایده‌آل، تهیه نقشه‌های پربندی با فواصل یک فوتی به روش مرسوم پیش از اینکه عکسهای هوایی برای ترسیم استریو در دسترس باشند، هفته‌ها یا ماهها طول می‌کشد. حتی بعد از آن، تنها نقشه‌های پربندی در دسترس خواهند بود که برای اندازه‌گیری تغییرات معادن روباز کافی نیستند. اگر این نقشه‌ها رقومی شوند و ارتفاعات بین خطوط پربندی برون‌یابی شوند، DEM حاصله روز ۱ می‌تواند از DEM تولیدشده مشابه روز ۲ تفریق شود و بدین ترتیب تغییر حجم قابل محاسبه خواهد بود (مجموع تغییرات ارتفاع برای تمامی سلولهای شبکه ارتفاع ضربدر مساحت یک سلول شبکه). بهر حال، اگر روشهای فتوگرامتریک مرسوم به کار برده شود داده‌های تصویری حاصل از عکسها از نقشه پربندی و DEM منفک باقی می‌ماند.

در طی دهه گذشته، روشهای خودکارسازی، تغییرات زیادی را در فن آوری فتوگرامتری بوجود آورده است. در حال حاضر نرم افزارهایی وجود دارند که در صورت حفظ داده‌های ارتفاعی با قدرت تفکیک بالا در ثبت همزمان کامل با داده‌های تصویری از یکی از دو تصویر استریو، برای استخراج خودکار داده‌های ارتفاعی از هر پیکسل تصویر در ناحیه همپوشانی در جفت تصویر استریو رقومی مناسب می‌باشند. عکسهای هوایی استریو بوسیله اسکن کردن آنها توسط یک اسکنر رقومی، که انواع متفاوت تجاری آن موجود هستند، می‌تواند رقومی شود. دو تصویر استریو رقومی (تصاویر منبع) و حدود یک دوجین نقاط کنترل زمینی که x ، y و z آنها مشخص است، ورودیهای نرم‌افزار تولیدکننده DEM می‌باشند. معمولاً خروجی آن دو فایل کامپیوتری است که یکی از آنها یک DEM با قدرت تفکیک بالا و دیگری یک ارتوفتورقومی است (یک تصویر رقومی که اختلاف منظر آن برطرف شده است). عکس دوم، عکس اولی را بطور کامل پوشش می‌دهد زیرا هر دو از یک منبع تصویر مشابه تولید شده‌اند.

DEM حاصله و ارتوفتورقومی دارای تکنیک فضایی مشابه همانند تصاویر منبع استریورقومی می‌باشند. برای مثال، عکسهایی با مقیاس ۱:۴۰۰۰ که با ابعاد نقطه‌ای ۲۵ میکرون (۱۰۰۰ نقطه در هر اینچ) اسکن شوند، ناحیه همپوشانی دارند (ناحیه‌ای در روی زمین با ابعاد حدود ۳۰۰۰×۱۵۰۰ فوت) که دارای حدود ۴۱ میلیون پیکسل در هر عکس می‌باشد و هر پیکسل حدود ۴ اینچ مربع را در روی زمین پوشش می‌دهد. این یک قدرت تفکیک فضایی مناسب برای بررسی یک معدن روباز است.

بررسی معادن روباز محتاج اطلاعات ارتفاعی قابل ملاحظه‌ای است زیرا توپوگرافی در طول زمان سریعاً تغییر می‌کند. تخمین حجم مقدار ماده‌ای که باید برداشت شود یا مقدار ماده برداشت شده در گذشته، معمولاً برای مجریان معادن روباز توسط روشهای مهندسی سازه مرسوم باید انجام شود. این روشها توسط استانداردهای فتوگرامتری رقومی کند و نادرست هستند. در حال حاضر امکان کاربرد عکسهای استریو هوایی رقومی معدن در یک استگاه کاری فتوگرامتری رقومی در محل معدن برای تخمین تغییرات حجم در زمانهای کوتاهی مثل ۲۴ ساعت وجود دارد. سپس این داده‌ها می‌تواند با نرم‌افزار مدلسازی سه بعدی معدنی برای تخمین مقدار ماده‌ای که باید برداشت شود تا حجم مشخصی از کانه بازیافت شود، و همچنین مقدار ماده برداشت شده در زمان بین دو تاریخ جمع‌آوری عکسهای استریو بکار می‌رود. در فاصله زمانی طولانی‌تری جفت عکسهای استریو ناحیه معدنی قبل و بعد از معدنکاری می‌تواند برای تولید DEMهای با قدرت تفکیک بالا بکار رود که می‌تواند تغییرات خطوط پربندی زمین را از اشکال

اصلی شان نشان دهد. معادن روباز می‌توانند از دیدگاه سه بعدی شبیه‌سازی شده و مدلسازی پرواز در اطراف معدن برای آگاه‌سازی مدیران شرکتها یا آژانس تأمین نیرو بهره‌مند شوند. داده‌های سنجش از دور چندطیفی فرصتی برای برون‌یابی داده‌های اندازه‌گیری شده در عملیات میدانی فراهم می‌آورد. نتایج این مزیت می‌تواند ناحیه‌ای را که برای آن داده‌ها از یک مجموعه مشخص اندازه‌گیریهای نقطه‌ای بدست آمده‌اند، افزایش دهد یا تعداد نقاط اندازه‌گیری لازم را برای یک ناحیه مشخص کاهش دهد. برای مثال، مغزه‌گیری خاک و آنالیز شیمیایی خاکهای سطحی روشهای اندازه‌گیری نقطه‌ای هستند که می‌تواند آلوده‌کننده‌های خاک را در سطح و در بخشهای زیرزمینی کم‌عمق مشخص کنند. بهر حال، هر دو روش مستلزم نمونه‌برداری ناحیه موردنظر هستند و از اینرو برای یک ناحیه بزرگ کند و پرهزینه می‌باشند. داده‌های سنجش از دور برای برون‌یابی اندازه‌گیریهای چند نقطه در نواحی بزرگ در مواقعیکه خصوصیات سطح شناسایی شده توسط سنجش از دور نظیر خصوصیات توپوگرافی یا آلتراسیون ژئوشیمیایی سطح منطبق با اطلاعات سطحی یا زیرسطحی اندازه‌گیری شده آزمایشگاهی در محل جمع‌آوری داده‌های نقطه‌ای باشد، می‌تواند استفاده شود. داده‌های حاصله اطلاعات مترا کمتری نسبت به نتایج حاصل از اندازه‌گیریهای نقطه‌ای به تنهایی دارند و همچنین باعث کاهش هزینه و زمان کسب اطلاعات می‌گردد.

کاربردهای سنجش از دور چند طیفی برای اکتشافات زمین‌شناسی نتایج با ارزشی را در اختیار محققین قرار می‌دهد که برای نقشه‌برداری ترکیب خاک سطحی و آلتراسیون ژئوشیمیایی حاصل از افزایش غلظت مواد شیمیایی سطحی که با خاکهای سطحی واکنش کرده‌اند، می‌تواند مفید باشد. در زیر مثالهایی در مورد چندین مرحله معادن روباز، از تخمین قابلیت حفاری سنگها تا آنالیز طیفی سنگ دیواره و نمونه‌های مغزی زیرزمینی و آنالیز طیفی توده‌های پس مانده اطراف معدن ارائه می‌شود.

آیدی^۱ و گوکتان^۲ (۱۹۹۳) فن‌آوری GIS، زمین‌شناسی میدانی و نقشه توپوگرافی رقومی را برای تولید نقشه زمین‌شناسی رقومی استفاده کردند و انواع رخنمونهای سنگی را در آن مشخص کرده و آنها را بر طبق سهولت استخراج طبقه‌بندی کردند. برای انجام این عمل، آنها دو نوع تمهید را برای انتخاب اندازه بولدوزر (یا سنگ خردکن) لازم برای استخراج سنگها بکار

1 - Ayday

2 - Goktan

بردند: سیستم طبقه‌بندی قابلیت حفرشده (موفتوگلو^۱ اسکوبل^۲ ۱۹۸۵) و نمودار درجه ترکیدگی (سینگ^۳ و همکاران، ۱۹۸۶). آیدی و گوکتان نتایجی را که این دو تمهید با آن سازگار هستند بعنوان عملکرد درست پذیرفتند. طبقه‌بندی قابلیت حفر، از درجات فاکتورهای ذیل برای هر رخنمون سنگی تعیین شد: درجه هوازدگی، قدرت تراکم تک محوری، فضای بین درزه‌ها و فضای بین طبقات. نمودار درجه ترکیدگی براساس درجه هوازدگی، قدرت کشش، سرعت لرزه‌ای، قابلیت سائیدگی و فضای ناپیوستگی درجه‌بندی شد. تنها در مورد یک واحد سنگی رسی هر دو روش نتیجه مشابهی را برای اندازه بولدوزر لازم برای استخراج مشخص کردند (بولدوزر کاتریلار^۴ D10). از آنجائیکه توافق بین دو روش صرفاً برای یک واحد سنگی وجود دارد، مشخص است که کار بیشتری برای تعیین جنبه‌های ارزیابی استخراج با تکیه بر خصوصیات سطحی رخنمونها در صورت امکان الزامی است.

با وجودیکه کار میدانی بدون سنجش از دور برای تعیین درجات هر مورد بکار برده شد، سنجش از دور می‌تواند برای ارزیابی سه درجه از چهار درجه طبقه‌بندی قابلیت حفرنشدن (درجه هوازدگی، فضای بین درزه‌ها و فضای بین طبقات) و دو درجه از پنج درجه قابلیت ترکیدگی (درجه هوازدگی و فضای ناپیوستگی)، بویژه اگر عکسبرداری هوایی و داده‌های ماهواره‌ای موجود باشند، بکار رود. با تحقیقات بیشتر مشابهاً مشخص می‌شود که یک روش GIS و RS^۵ (سنجش از دور) قادر است نوع تجهیزات لازم برای استخراج رخنمونها را در منطقه‌ای که برای معدنکاری انتخاب شده پیش‌بینی کند. این عمل در حکم تخمین قیمت معدنکاری توسط روشهای GIS/RS قبل از شروع معدنکاری می‌باشد.

قدمهای بزرگی در کاربرد طیف‌سنجیهای میدانی برای تعیین استخراج توده‌های کانه با بیشترین عیار برداشته شده است. یاماگوچی^۶ و همکاران (۱۹۹۴) یک کامپیوتر کوچک (با نرم‌افزار سیستم خبره^۷) و یک اسپکترورادایومتر^۸ را که در ناحیه طول موج ۱/۳-۲/۴ میکرون کار می‌کند، برای تولید سیستمی که برای تعیین ۴۰ نوع مختلف کانی مناسب است، بکار بردند.

-
- 1 - Muftuoglu
 - 2 - Scoble
 - 3 - Singh
 - 4 - Caterpillar
 - 5 - Remote Sensing
 - 6 - Yamaguchi
 - 7 - Expert-System
 - 8 - Spectroradiometer

اسپکترورادیومتر به سمت یک رخنمون خاک، رخنمون سنگی یا قطعات سنگ نشانه گیری می شود و اسامی کانیه های تجزیه ای حاضر در روی صفحه رایانه نمایش داده می شود. زمان اندازه گیری حدود ۸ ثانیه است و زمان تعیین اسم نمونه بین ۵ تا ۲۰ ثانیه می باشد. کامپیوتر تابندگی را به بازتابندگی تبدیل می کند و طیف بازتابندگی را هموار می کند. سپس صور طیفی با روش کوبلکا^۱ (۱۹۴۸) آشکارسازی می شود و با استفاده از روش خارج قسمت هال^۲ تصحیح می گردد (گرین^۳ و کریگ^۴ ۱۹۸۵). انتخابهای نرم افزار سیستم خیره به همراه امکان حضور هر کانی در روی صفحه نشان داده می شود. مولفین ادعا می کنند که این سیستم بویژه برای نقشه برداری میدانی زونهای آلتراسیون هیدروترمال در عملیات میدانی کارایی مناسبی دارد. بهر حال، آنها هیچ الگوریتم با قانون مرکبی را ارائه نداند که برای تعیین درصدهای نسبی هر کدام از کانیه های حاضر در مخلوط بکار رود.

یک سیستم توسعه یافته توسط کروس^۵ و همکاران (۱۹۹۴) ابتدائاً برای پویش خودکار و طبقه بندی قطعات سیلندری مغزه های حفاری مجزا سنگ استخراج شده توسط حفاری که در طول سیلندر به دو نیم می شوند، طراحی شد. آنها یک طیف سنج میدانی PIMA II (ساخته شده توسط Interrated Spectronic، سیدنی، استرالیا) را بکار بردند که دارای ۶۰۰ باند طیفی در ناحیه طول موج ۱/۳-۲/۵ میکرون می باشد. این طیف سنج در روی سطح مغزه حفاری نصف شده قرار می گیرد و یک طیف بازتابندگی را برای هر یک سانتی متر مربع سطح نمونه ثبت می کند. نرم افزار تصویربرداری ابر طیفی برای طیف نگار تصویربرداری هوا برد^۶ به همراه کتابخانه ای از طیف کانیه ها بکار برده شد. طبقه بندی طیفی برای تولید تصاویر نشان دهنده موقعیت کانیه های ویژه در هر نیمه نمونه مغزی مورد استفاده قرار گرفت. با این وجود، آنها در این مرحله دست از تلاش نکشیدند. کانیه های تشخیص داده شده بعنوان اعضای نهایی یک خطوط در نظر گرفته می شوند و یک الگوریتم آمیختگی خطی برای تخمین فراوانی هر کانی بکار برده شد. اگر چه مولفین ادعا می کنند نتایج بر مبنای ظاهر مخلوطهای طیفی و اعضای

-
- 1 - Kubelka
 - 2 - Hall
 - 3 - Green
 - 4 - Craig
 - 5 - Kruse
 - 6 - Air Borne

نهایی و مشاهدات بصری نمونه‌های نیمه مغزه منطقی هستند، آنها اندازه گیریهای تجزیه‌ای پشتیبانی کننده‌ای برای تصحیح توزیع کانیهای نقشه‌برداری شده پیشنهاد نکردند.

کوششهای تکمیلی محققین در دو مثال ذکر شده نشان می‌دهد که طیف‌سنجیهای میدانی و کامپیوتر قابل حمل می‌تواند بصورت خودکار حضور کانیهای خالص را نشان دهد و احتمالاً حتی فراوانی کانیهای حاضر را تخمین بزند و بزودی برای کاربرد در مورد خاک، سنگ یا نمونه‌های نیمه مغزی یک ناحیه معدنی روباز در دسترس خواهند بود. طیف‌سنجیهای میدانی در معادن روباز نه تنها بخاطر تعیین جهت استخراج مفید هستند، بلکه می‌توانند مقدار تقریبی فلزات سمی از دست رفته بعنوان زباله معدنکاری را بصورتی که در مثال بعدی شرح داده می‌شود، تعیین کنند.

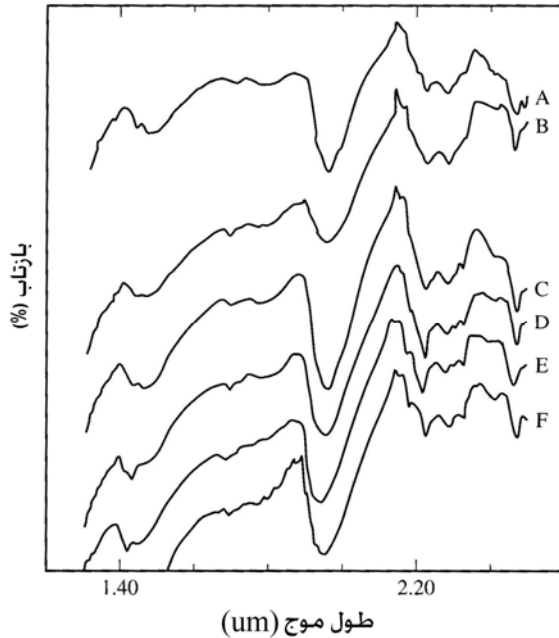
مانتس^۱ و همکاران (۱۹۹۳) متوجه شدند با وجودیکه سرب هیچ اشکال بازتابندگی از خودش تولید نمی‌کند، طیف میدانی پس مانده‌های فلزات پایه سرب-روی در کلرادو خصوصیات بازتابندگی طیفی را نشان دادند که می‌تواند با مقدار سرب خاک مرتبط باشد. شکل ۱-۶ طیف میدانی شش نمونه جمع‌آوری شده از اعماق مختلف (از نمونه A تا F عمق افزایش می‌یابد) یکطرف توده‌های پس مانده اطراف معدن را نشان می‌دهد. حداقل بازتابندگی قوی نزدیک ناحیه طول موج ۱/۲ میکرون توسط آب حادث می‌شود. این اعداد نشان می‌دهند که زباله‌ها دارای آب زیادی هستند.

سیمای طیفی واضح (حداقل بازتابندگی) نزدیک ۲/۲ میکرون در نمونه سطحی (A) و دو نمونه از کمترین عمق (نمونه B گرفته شده از عمق ۶/۳ سانتی متر و نمونه C از عمق ۱۹ سانتی متری) کم می‌شود که بدلیل حضور رسهایی با نظم کم نظیر اسمکتیت می‌باشد. با افزایش عمق، مقدار اسمکتیت کاهش می‌یابد و با گونه‌های رسهای منظم‌تر (کائولینیت) جایگزین می‌شود. آنالیز تفرق پرتو x نمونه‌ها نشان داد که سرب در جاروسیت^۲ (سولفات آهن) یافت می‌شود و همراه با اسمکتیت^۳ می‌باشد. اکسیداسیون بعد از تجمع توده‌های پس مانده، سیالات اسیدی تولید می‌کند که به آزاد شدن سرب کمک می‌کند. در نتیجه مهاجرت به سمت بالای سیالات و تبخیر سطحی آنها در آب و هوای خشک، سرب در نزدیکی سطح زمین تمرکز می‌یابد. فرایندهای تجزیه بواسطه حضور اسمکتیت نامنظم و اکسیدهای آهن در سطح ظاهر

1 - Munts

2 - Jarosite

3 - Smectite



شکل ۶-۱) طیف موج فرسرخ کوتاه (SWIR) انتخابی از گودال 1 در توده‌های پس‌مانده یک معدن رویاز سرب - روی در کلرادو (جمع‌آوری شده از اعماق مختلف): الف- سطحی، ب- ۶/۳ سانتی‌متر زیر سطح، ج- ۱۹ سانتی‌متر زیر سطح در ۶۳/۵ سانتی‌متر زیر سطح و ه- ۷۶/۲ سانتی‌متر زیر سطح. داده‌های SWIR با استفاده از طیف‌سنج PIMA II ساخته شده توسط Integrated Spectronics Pty. Ltd، سیدنی، استرالیا اندازه‌گیری شده است. افزایش وضوح حداقل بازتابندگی طول موج ۲/۲ میکرون با افزایش عمق در زیر سطح نشان می‌دهد که رس‌های نامنظم (نظیر اسمکتیت) با عمق کاهش می‌یابد و با گونه‌های رس‌های منظم‌تر (کاتولینیت) جایگزین می‌شود (مانتس و همکاران، ۱۹۹۳).

می‌شود. بنابراین، خاکها با بیشترین مقدار سرب دارای بیشترین مقدار اسمکتیت هستند و این اسمکتیت است که که سیمای طیفی دقیقی تولید می‌کند و می‌تواند توسط سنجش از دور چند طیفی تشخیص داده شود. این مثال مهم از نظر زیست محیطی برای توده‌های پس‌مانده سرب - روی می‌تواند همراه با زباله‌های سمی در نواحی نیمه خشک باشد. از اینرو در آن مناطق تطابق سرب - اسمکتیت می‌تواند در نظر گرفته شود. ملاحظه تمامی مثالهای فوق باعث مشخص شدن

این موضوع می‌شود که معدنکاری روباز یکی از حرفه‌ای ترین کاربردهای سنجش از دور چند طیفی خواهد بود.

کاربرد سنجش از دور در مطالعه فرسایش زمین

بررسی فرسایش زمین مستلزم تعیین حجم و نرخ از بین رفتن خاک توسط فرسایش در گذشته است که می‌تواند در پیش‌بینی نرخ و حجم خاکی که مشابهاً در آینده فرسوده می‌شود، مفید باشد. با وجودیکه هر دو این موارد اشکالی از ویرانی ماده هستند، نرخ فرسایش ساحلی معمولاً بیشتر از نرخ فرسایش زمینهای زراعی است زیرا عملکرد امواج به دیگر علل فرسایشی که هر دو نوع را تحت تأثیر قرار می‌دهد، اضافه می‌شود.

بررسی خصوصیت فرسایش در زمینهای زراعی محتاج اطلاعات دقیق و جزئی توپوگرافی، چگالی زراعت و پوشش گیاهی است. در مطالعه‌ای در حوضه هوگومن^۱، جلگه‌ای لسی^۲ در چین؛ جیان^۳ (۱۹۹۳) یک نقشه طبقه‌بندی از ناحیه مورد مطالعه با استفاده از تصاویر چند طیفی تهیه کرد که در آن پنج درجه فرسایش خاک (شدیدترین تا خفیف‌ترین) در روی چهار نوع مختلف صور فرسایشی خاک نشان داده شده بود. برای انجام این کار جیان ابتدا مولفه‌های اصلی هر کدام از انواع فرسایش خاک را بر مبنای ترکیب خطی ۸ فاکتور پیدا کرد که پنج تای آنها توپوگرافی (ارتفاع نسبی، میانگین شیب، حداکثر شیب، شیب زمینهای غیرزراعی و شیب زمینهای زراعی) و سه فاکتور دیگر شامل پوشش گیاهی، ضریب زراعت و چگالی آبکند می‌باشد. فاکتورهای توپوگرافی از DEM ای بدست آمدند که از رقومی کردن خطوط پربندی ارتفاع نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ تولید شده بودند. بر مبنای مولفه‌های اصلی، آنالیز خوشه‌ای که فاصله اقلیدسی^۴ بین کلاسهای فرسایش خاک را حداقل می‌کرد برای طبقه‌بندی داده‌های تصاویر چند طیفی رنگی رستر استفاده شد. سپس در اطراف هر کلاس پلیگونهایی رسم شد و نرم‌افزار ARC-INFO (یک بسته نرم‌افزاری GIS توسط موسسه تحقیقات سیستم‌های محیطی^۵، ESRI) برای ترسیم نقشی فرسایش خاک حوضه هوگومن نشان داده شده در شکل ۶-۲ استفاده شد. خصوصیت مشترک بین این مثال و آخرین کوششهایی که

1 - Hou Gou Men

2 - Loess

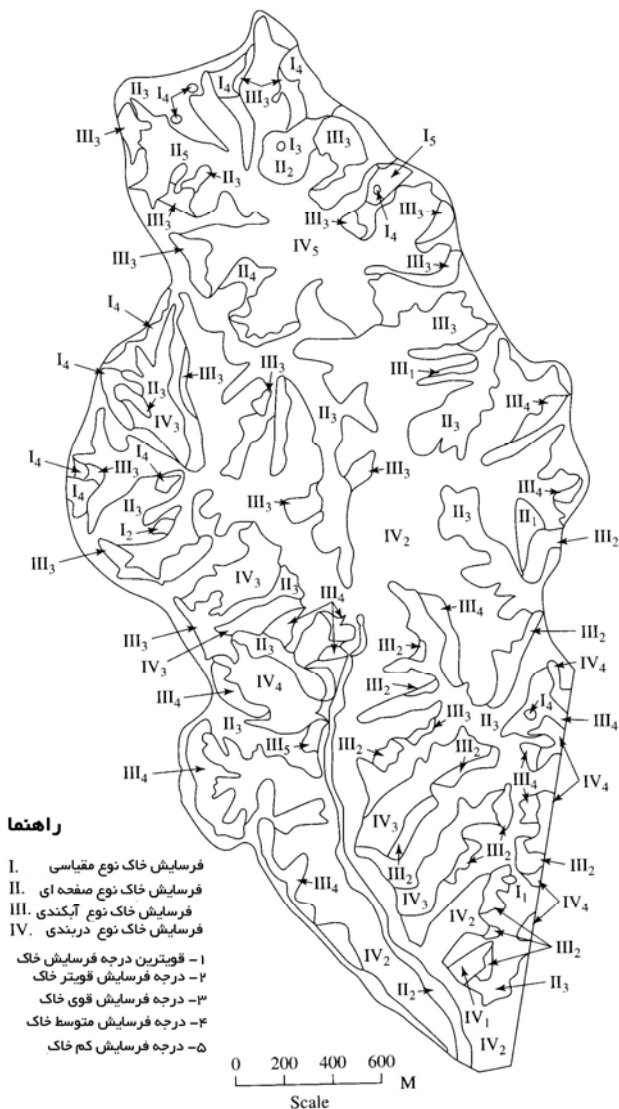
3 - Jian

4 - Euclidean Distance

5 - Environmental System Research Institute

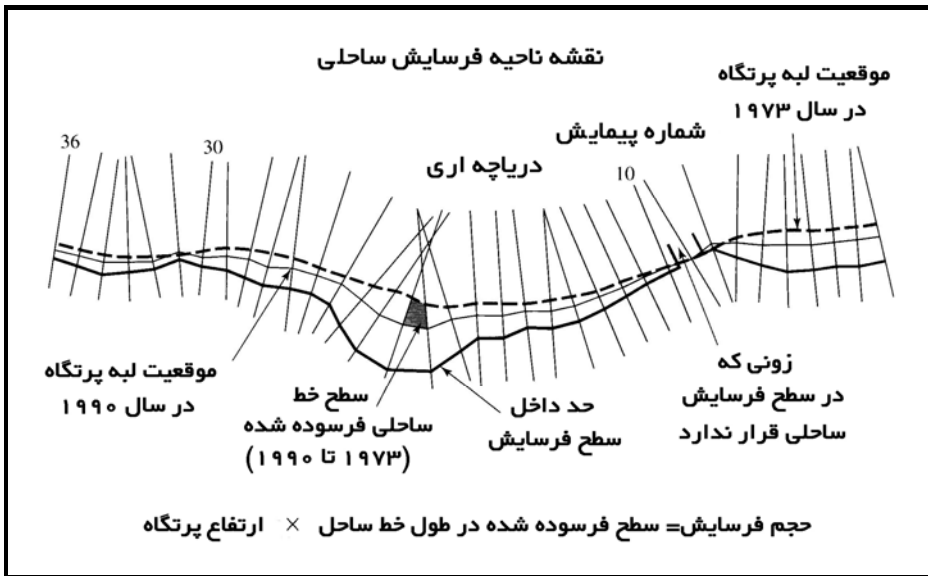
توسط محققین دیگر برای تعیین درجه فرسایش خاک انجام گرفته اهمیت کاربرد DEM با قدرت تفکیک بالا و عکسبرداری چند طیفی برای پایه گذاری یک پایگاه داده GIS از نرخهای فرسایش را نشان می دهد که می تواند محاسبه یا طبقه بندی شود. این پایگاه داده GIS شامل پارامترهای توپوگرافی و پوشش گیاهی است و حاوی اطلاعات لازم برای تعیین نرخ هرز آب سطحی و فرسایش است که ارتباط نزدیکی با هم دارند. در مثال فوق، DEM و عکسهای چند طیفی از دو منبع مختلف تأمین شده است. با وجود این، تولید DEM از جفتهای استریو عکسهای استریو رنگی و با استفاده از فتوگرامتری رقومی امکان پذیر است و بدین ترتیب تمامی اطلاعات از یک منبع تهیه می شود. علاوه بر مزایای مشهود، ثبت همزمان کامل DEM منتهجه و عکسهای چند طیفی رقومی، DEM قدرت تفکیک و دقت بیشتری نسبت به DEM تولید شده از رقومی کردن نقشه پربندی توپوگرافی یا داده های ارتفاعی نقطه ای پراکنده دارد. این DEM با قدرت تفکیک بالا اطلاعات شیب دقیقی نسبت به نقشه های معمول با DEM تولید شده توسط دولت خواهد داشت. شیب یک پارامتر مهم برای نقشه برداری انواع خاک و پیش گویی جهت هرز آب سطحی و سرعت آن می باشد. بدین ترتیب مشخص می شود که تصویربرداری استریو رقومی یک منبع خوب برای کاربری داده های چند طیفی و ارتفاعی مورد لزوم برای تولید پایگاه داده GIS در مطالعات فرسایش آینده خاک و هرز آب سطحی می باشد. مطالعات فرسایش سواحل مدتهاست که با عکسبرداری هوایی انجام شده است ولیکن این روش فن آوری سطح پائینی دارد. روش مرسوم تعیین مقدار زمین از دست رفته در اثر فرسایش ساحلی در طول دریاچه اری در شکل ۶-۳ توضیح داده شده است. (مکی^۱ ۱۹۹۵). در مقاطع عمود بر خطوط ساحلی گرفته شده از روی عکسهای هوایی در چندین سال متفاوت (مثلاً یک دهه)، بدون در نظر گرفتن زمان عکسبرداری، اندازه گیری بعدی انجام می شود. مقدار طول کوتاه شده هر کدام از مقاطع بر حسب متر در طی فاصله زمانی برای هر کدام از مقاطع و میانگین عکس تعیین می شود. سپس در زمانهای مختلف ساحلی برای تعیین مقدار مساحت از دست رفته در فواصل زمان مختلف تعیین می شود. بعداً این نتیجه در میانگین ارتفاع صخره های ساحلی برای تعیین حجم خاک از دست رفته در طی فرسایش ساحلی در طول فاصله زمانی مورد نظر ضرب می شود. تقسیم حجم بر فواصل زمانی نرخ حجمی فرسایش را نشان می دهد. نتایج خیلی شگفت آورتر از بررسی های آکادمیک هستند. در طول ساحل دریاچه اری در شمال اوهایو، ۲۵ درصد خانه ها در

فاصله ۸/۲ متری لبه صخره‌های فرسایش یافته قرار دارند و ۴۷ درصد خانه‌ها در فاصله ۱۶/۷ متری صخره‌ها می‌باشند (مکی ۱۹۹۵).



شکل ۶-۲) نقشه طبقه‌بندی فرسایش خاک حوضه هوگومن، جمهوری خلق چین که پنج درجه فرسایش خاک (شدیدترین تا ضعیف‌ترین) در روی چهار نوع مختلف صور فرسایشی خاک را نشان می‌دهد. (فرسایش مقیاسی، ورقه‌ای، آبکندی، و دربندی) (جیان، ۱۹۹۳).

با استفاده از فتوگرامتری رقومی، محاسبه حجم خاک فرسوده شده با دقت بیشتری نسبت به روشهای فوق امکان پذیر است. مطالعه جدیدی در ساحل جنوبی دریاچه اری (وینست و همکاران، ۱۹۹۵) با استفاده از فتوگرامتری رقومی دو جفت استریو با فاصله زمانی ۱۰ ساله برای تخمین نرخ حجم فرسایش در فاصلی حدود ۶۰۰ متری خط ساحلی انجام شده است.



شکل ۶-۳) مقاطع عمود بر خط ساحلی دریاچه اری^۴ بوسیله روش مرسوم برای تخمین فرسایش ساحل. فرسایش سالیانه ساحلی در استان لورین که ناحیه سکوی هلن^۵ را پوشش می‌دهد، ۰/۹ هکتار در سال می‌باشد و برابر با حجم از دست رفته‌ای معادل با ۶۱/۱۱۶ متر مکعب در سال می‌باشد. این مقدار معادل با نرخ فرسایش خطی حدود ۱ متر در سال است. بیشترین نرخ فرسایش ساحلی در اوهایو در استان اشتابولا^۶ است که فرسایش سالیانه آن ۱/۴ هکتار و ۲۲۹/۳۸۹ متر مکعب در سال می‌باشد (وینست و همکاران، ۱۹۹۵).

- 1 - Sheet
- 2 - Gully
- 3 - Ravine
- 4 - Erie
- 5 - Helene
- 6 - Ashtabula

کاربرد سنجش از دور در پایش بلایای طبیعی

اگر چه خطرات ناشی از حوادث زمین‌شناسی محلی هستند، ولی همواره خسارات زیادی را متوجه جامعه بشری کرده اند. بدین لحاظ پایش این خطرات قبل از واقعه و همچنین ارزیابی خسارت بعد از واقعه لازم است. برای مثال، سه تا از آتشفشانهای حوضه کاسکید^۱ (کوه هود، بیکروریز) در شمالغرب ایالات متحده در یک زمان بین ۱۸۶۵ و ۱۸۸۵ فوران کرده‌اند که عامل اصلی تمامی آنها حرکات مرحله‌ای صفحه شمال آمریکا به زیر صفحه ژان دوفوکا^۲ (که بخشی از کف اقیانوس آرام را تشکیل می‌دهد) بوده است. از زمانی که ماهواره‌ها بوجود آمدند، امکان پیشگویی این فورانها و ارزیابی سریع خسارات ناشی از آنها نیز بوجود آمد. کوه سنت هلن در سال ۱۹۸۰ فوران کرد ولیکن ماهواره‌های آن زمان برای پایش چنین حادثه‌ای بخوبی مورد استفاده قرار نگرفتند.

هزینه خطرات زمین‌شناسی برای اقتصاد جهانی بیش از ۵۰ میلیارد دلار در سال است که دو سوم آن هزینه مستقیم تخریب و یک سوم آن هزینه پیشگویی، جلوگیری و کاهش اثرات آن می‌باشد (الکساندر^۳، ۱۹۹۳). حوادث بزرگ جهانی بطور میانگین ۱۴۰۰۰۰ نفر در سال قربانی دارند که در حدود ۹۵ درصد کشته‌شدگان در کشورهای جهان سوم با جمعیتی بیش از ۴/۲ میلیارد نفر می‌باشند (وان وستن^۴، ۱۹۹۵).

یکی از مهمترین ابزارهای کاهش اثرات بلایای طبیعی، نقشه رسیک است که نواحی خطر براساس فاصله زمانی وقایع، خصوصیت و بزرگی واقعه در منطقه مشخص می‌شود. این نقشه‌برداری مستلزم اطلاعاتی در مورد امکان وقوع پدیده تخریب‌کننده در یک فاصله مشخص زمانی و در یک ناحیه مشخص است (وان وستن ۱۹۹۵). داده‌های سنجش از دور امکان نقشه‌برداری تغییرات زمانی و مکانی ویژگیهای زمینی نظیر پوشش گیاهی، محل آبهای سطحی، ارتفاع توپوگرافی و ترکیب سطحی رخنمونهای سنگی و خاکها را فراهم می‌آورد. سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی (GIS) یک "مجموعه ابزار قوی برای جمع‌آوری، ذخیره، امکان اصلاح، تبدیل و نمایش داده های مکانی از دنیای واقعی برای مجموعه ای از اهداف است" (باروو^۵ ۱۹۸۶). ترکیب سنجش از دور و فن‌آوری GIS که فن‌آوری GIS/RS نامیده میشود، بعلاوه

- 1 - Cascade
- 2 - Juan Defuca
- 3 - Alexander
- 4 - Van Westen
- 5 - Burrough

کارهای میدانی برای تهیه نقشه‌های رسیک و همچنین برای ارزیابی تخریب از زمان وقوع حادثه الزامی است. نقشه‌های رسیک بعنوان ابزار برنامه‌ریزی شهری، ایالتی، کشوری و بین‌المللی برای آمادگی در مقابل بلایا و برای تعیین مسیر عناصر خطی سازه‌های صنعتی (جاده‌ها، خطوط حمل‌ونقل و آب، و...) استفاده میشود.

الف- سیلاب و تخریب زمین

تعداد افرادی که با حادثه سیل مواجه شده‌اند بیش از دیگر وقایع خطرات طبیعی است که در فاصله زمانی ۱۹۹۲-۱۹۸۰ رخ داده است (رینهارد^۱، ۱۹۹۴). بارزترین کاربرد سنجش از دور پایش سیلاب، تخمین ناحیه زیرنفوذ سیلاب میباشد. سیلاب ۱۹۹۳ حوضه بزرگ می‌سی‌سی‌پی باعث شد تا اداره مدیریت اورژانس فدرال^۲ (FEMA) ایالات متحده برای تعیین حداکثر محدوده پوشش سیلاب بزرگ ۱۹۹۳ در ناحیه سیلاب‌زده در حوضه می‌سی‌سی‌پی، و همچنین برای تعیین سیلابهای آینده که ممکن است در این ناحیه رخ دهد، با چند شرکت خصوصی چندین قرارداد منعقد کند. این شرکتها داده‌های حسگر ابرطیفی ماهواره‌هایی نظیر لندست TM واسپات و همچنین تصاویر رادار (SAR) نظیر ERS-1 را بکار بردند. رادار، که پرتوهای آن می‌تواند از میان ابرها عبور کند، برای آنالیز اولیه گسترش سیلاب بویژه در مواقعی که بواسطه پوشش ابری که در نتیجه تبخیر از منطقه سیلابی حاصل می‌شود، حسگرهای چندطیفی نمی‌توانند تصویر کاملی ارائه دهند، موثر می‌باشد.

در مواقعی که تاریخچه سیلابها در مدت زمان طولانی، همانند چین، ثبت شده باشد؛ داده‌های ماهواره‌ها می‌توانند در تعیین محل و اثرات فرآیندهای کنترل سیلاب کمک کند. چنین مجموعه داده‌هایی بخشی از نقشه‌برداری رسیک سیلاب می‌باشد. ولدایی^۳ (۱۹۹۵) داده‌های لندست TM واسپات را برای تولید نقشه نشان‌دهنده کانالها و مجاری انحراف سیلاب در ناحیه ووهان^۴ و مناطق مجاور آن (شکل ۶-۴) بکار برد. نقشه ۱۹۴۹ قبلی که در شکل ۶-۵ نشان داده شده است، نواحی سیلابی تاریخی همین ناحیه را نشان می‌دهد. دو نقشه در نتیجه فرآیندهای موثر کنترل سیلاب دست‌ساز و تغییر رژیم رودخانه در طول زمان کاملاً متفاوت هستند. مقدار زمین سیلاب گرفته با استفاده از فرآیندهای کنترل سیلاب به مقدار زیادی کاهش یافته است که

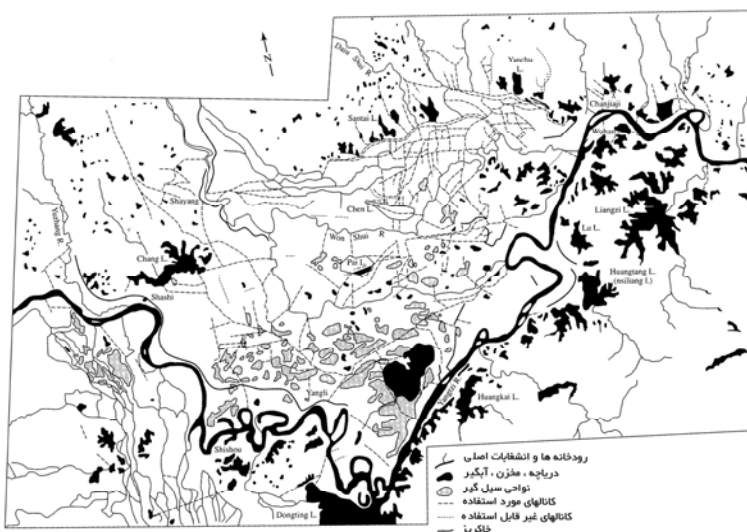
1 - Reinhaidt

2 - Federal Emergenci Management Administratin

3 - Woldai

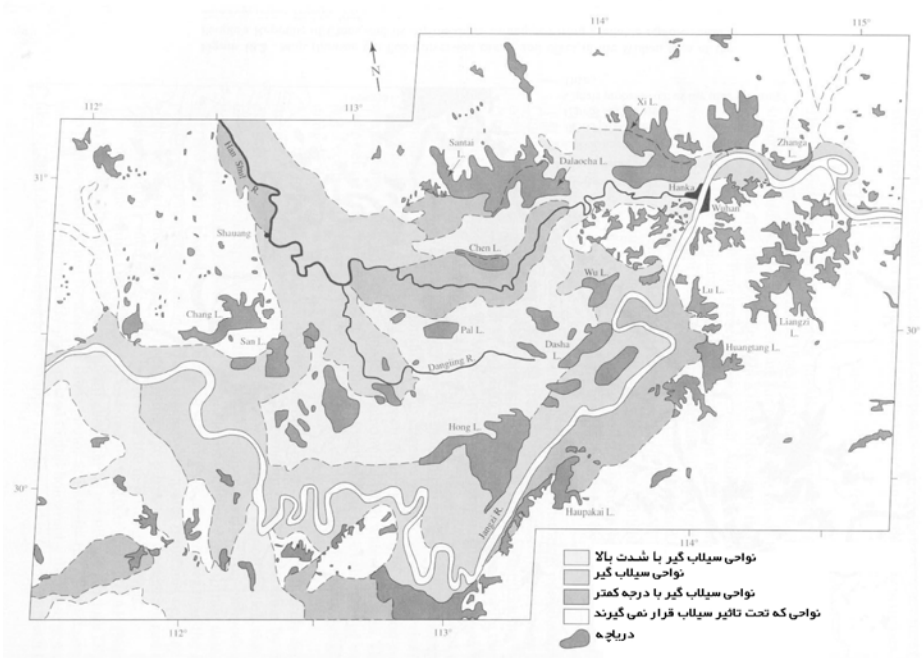
4 - Wuhan

همچنین مقدار وسعت دریاچه آب شیرین را کاهش داده است. در این مطالعه روشهای سنجش از دور تعیین محل و ارزیابی فرآیندهای کنترل سیلاب مختلف (ساخت مجاری، سدها، کانالها) را که برای انحراف سیلاب در منطقه طراحی شده بود، امکان پذیر ساخت.



شکل ۶-۴) نقشه نشان‌دهنده کانالها و مجاری انحراف سیلاب در ناحیه ووهان جمهوری خلق چین و مناطق اطراف آن که از مجموعه داده‌های سنجش از دور موجود نقشه برداری شده‌اند (ولدایی ۱۹۹۵).

مهمترین پیشرفت در پیشگویی سیلاب که در آینده نزدیک رخ خواهد داد، ترکیب DEM با قدرت تفکیک بالا تولید شده توسط روشهای فتوگرامتری رقومی و استفاده از مدل‌های هرز آب سطحی است که DEM با قدرت تفکیک بالا را بعنوان ورودی می‌پذیرد. ولیکن در ورودی مدل فرض میشود که تمامی رودخانه‌ها باریکتر از فاصله بین داده‌های DEM است، و همچنین برنامه‌های کامپیوتری کارایی وجود ندارد. مثلاً هیچ برنامه‌ای برای هدف خاص کاهش زمان اجرا نوشته نشده است. ورودی چنین برنامه‌هایی DEM با فاصله بین داده‌ای ۱۰۰ متر می‌باشد.



شکل ۶-۵) نواحی زیر سیلاب قبل از ۱۹۴۹ ناحیه ووهان جمهوری خلق چین و مناطق اطراف آن (منطقه مشابه شکل ۴-۶)، (ولدایی، ۱۹۹۵).

از آنجائیکه تمامی ایالات متحده توسط عکسهای استریو^۱ NHAP (عکسبرداری ارتفاع بالای ملی) با مقیاس ۸:۱۰۰۰۰ پوشش داده میشود، امکان تولید DEM با فاصله داده‌ای ۲ متر صرفاً بوسیله اسکن کردن این عکسها با دقت ۱۰۰۰dPI (اندازه نقاط ۲۵ میکرون) و وارد کردن آنها در یک مولد پایگاه داده هولوگرافی رقومی با فاصله داده‌ای یک پیکسل وجود دارد. DEM حاصله ۲۵۰۰ برابر داده بیشتر در هر کیلومتر مربع دارا می‌باشد، که احتیاج به مدل‌های هرز آب سطحی کارا بمنظور کاهش زمان اجرای کامپیوتر دارند. از آنجائیکه رودخانه‌ها پهنایی بیش از ۲ متر دارند، مدل‌های هرز آب سطحی باید بنحوی تغییر داده شوند که جزئیات بیشتری مثل کانال‌های جریان را در نظر بگیرند.

مدلهای هرز آب سطحی ابتدائاً وابسته به اطلاعات شیب هستند که با افزایش قدرت تفکیک فضایی DEM بهبود می‌یابد. برای نواحی با برجستگی توپوگرافی کم، DEM با قدرت تفکیک بالا برای پیشگویی هرز آب سطحی مهمتر می‌شود زیرا قدرت تفکیک DEM اجباراً در ارتفاع خیلی کمتر (حداقل ۱۰ برابر کمتر) از حداکثر برجستگی (بلندترین ارتفاع منهای پائین‌ترین ارتفاع) در حوضه آبریز مورد بررسی می‌باشد. با این وجود، یک برنامه کامپیوتری می‌تواند DEM با فاصله داده‌ای ۰/۳۳ متر (یک فوت) و خطای ریشه دوم میانگین ارتفاعی حدود ۰/۴۲ متر (۱/۲۵ فوت) را از عکسهای استریو با مقیاس ۱:۱۲۰۰۰ که با دقت ۱۰۰۰ dpi (اندازه نقطه ۲۵ میکرون) اسکن می‌شوند، محاسبه کند. با استفاده از فتوگرامتری رقومی با قدرت تفکیک بالا، محاسبه دقیق هرز آب سطحی در غالب حوضه‌های آبریز حتی با برجستگی توپوگرافی کم که سیلاب بیشترین ناحیه را تحت تأثیر قرار می‌دهد، امکان‌پذیر می‌باشد.

سیلاب و تخریب زمین غالباً با هم مرتبط هستند زیرا سیلاب رطوبت خاک را افزایش می‌دهد و در نتیجه آن اصطکاک ذرات خاک کاهش می‌یابد و این موضوع می‌تواند تخریب خاک را افزایش دهد. لی و لی (۱۹۹۴) یک مدل سیستم اطلاعاتی پیشگویی جریان گل-سنگ^۱ (MFPIS) را برای پیشگویی جریانهای گل حاصل از بارشهای سنگین در طول رودخانه جینشاجیانگ^۲ پائینی، که در گوشه جنوب شرق فلات تبت در چین جریان دارد، تولید کرد. در این منطقه بویژه در طول فصل بارانی از می تا اکتبر، که ۸۰ درصد کل بارندگی را شامل می‌شود، بارش بیش از ۱۳ سانتی‌متر در روز در ناحیه‌ای با دره‌های عمیق با دیواره‌های رسوبی غیرمتراکم می‌باشد. مدل MFPIS از ترکیب مدل هرز آب بارانهای طوفانزا^۳ (RRM)؛ که یک مدل هرز آب سطحی است و DEM و پارامترهای خصوصیات خاک را بعنوان ورودی استفاده می‌کند؛ و یک سیستم اطلاعاتی تخریب جریان گل-سنگ (PMDIS)، که DEM و اطلاعات سنجش از دور را بعنوان ورودی دریافت می‌کند، نتیجه می‌شود. PMDIS کل ناحیه مورد مطالعه را به سه کلاس زیرناحیه تقسیم می‌کند. سپس پتانسیل خطر جریان گل-سنگ را برای کوچکترین زیرناحیه (کلاس III) محاسبه می‌کند. این مقدار شاخصی می‌شود که در جدول ۶-۱ تعریف شده‌اند. برای هر کدام از ۱۶ شاخص، مقادیر بالاتر به جریان کل بیشتر نسبت داده می‌شوند. اکثر این شاخصها می‌توانند مشابهاً از ترکیب DEM و داده‌های پوششگر چندطیفی از حسگرهای استریو

-
- 1 - Mud-Rock Flow Predicting Information System
 - 2 - Jinshajiang
 - 3 - Rainstorm Runoff Model

ماهواره پیشگویی شوند. اگر چه آزمایش این مدل مهندسی هنوز انجام نشده است، اطلاعات ورودی یک الزام عمومی برای مدل‌های مشابه می‌باشند. معهذا در هر کجا که ممکن باشد، با آزمایش استثناهای شاخصهایی که به اندازه گیری‌های داده‌های سنجش از دور کمکی نمی‌کنند و بطور موثر دقت پیشگوییها را تحت تأثیر قرار می‌دهند، این مدلها بهبود می‌یابند و در جاییکه این امکان وجود نداشته باشد، مدلی که نشان‌دهنده بهترین مدل قابل انجام توسط روشهای سنجش از دور است بعنوان ساده‌ترین و کم‌هزینه‌ترین روش پیشگویی جریان کل شناخته می‌شود.

یکی از اهداف بسیار مطلوب، گسترش فن‌آوری نرم‌افزاری است که یک نقشه رسیک زمین لغزه از اطلاعات سنجش از دور و GIS تولید می‌کند، اما قبل از بوجود آمدن نسخه موفق از این نرم‌افزار، تحقیقات قابل ملاحظه‌ای لازم است. یک بسته آموزشی بنام سیستم اطلاعات جغرافیایی در زون‌بندی ناپایداری شیب^۱ (GISSIZ) بعنوان یک ابزار آموزشی موجود می‌باشد، ولیکن برای تولید یک مجموعه داده جدید بمنظور تولید یک پروژه واقعی آنالیز خطر زمین لغزه مناسب نیست (ون وستن و همکاران، ۱۹۹۴).

هوانگ^۲ چین^۳ (۱۹۹۱) DEM و داده‌های لندست TM ثبت شده را برای طبقه‌بندی راهنمایی شده نواحی در معرض زمین لغزش‌ها با استفاده از نواحی زمین لغزه مشخص شده بعنوان مجموعه‌های آموزشی استفاده کردند. داده‌های آنها شامل نقشه رقومی و اطلاعات DEM؛ نظیر ارتفاعات، سیستم آبراهه، اطلاعات سنگ بستر و ساختمانهای زمین‌شناسی (نظیر گسل‌های اصلی) بودند و اگر هر تکه اطلاعات GIS یک باند مجزا می‌بود، داده‌های چندطیفی نیز مورد استفاده قرار گرفتند. سپس انواع الگوهای طبقه‌بندی راهنمایی شده - ترکیبی را برای طبقه‌بندی داده‌ها استفاده کردند. طبقه‌بندی بیزین با دقت طبقه‌بندی ۱۶/۶ درصد دارای بالاترین دقت طبقه‌بندی بود. کمترین مقدار بدست آمده از این بررسی نشان می‌دهد که این نوع طبقه‌بندی احتمالاً برای ارزیابی ریسکهای زمین لغزش کفایت نخواهد کرد.

جدول ۶-۱) بندها و شاخصهای عوامل خطر جریان گل - سنگ.

شماره	عوامل خطر جریان گل - سنگ	طبقه بندی	شاخص
۱	حوزه آبریز آبکند (A) (Km)	۰/۲-۲	۴
		۲-۶	۳
		۶-۱۰۰؛ <۰/۲	۲
		>۱۰۰	۱
۲	حداکثر اختلاف ارتفاع (ΔH) (m)	>۱۰۰۰	۶
		۶۰۰-۱۰۰	۴
		۳۰۰-۶۰۰	۳
		۱۰۰-۳۰۰	۲
		<۱۰۰	۱
۳	میانگین گرادیان شیب (β) (درجه)	>۴۰°	۸
		۳۲°-۴۰°	۶
		۲۵°-۳۲°	۴
		۱۵°-۲۵°	۳
		<۱۵°	۱
۴	گرادیان آبکندی (j) (%)	>۲۶/۷ (>۱۶°)	۱۱
		۲۱/۲-۲۶/۷ (۱۲°-۱۶°)	۸
		۱۰/۶-۲۱/۳ (۶°-۱۲°)	۶
		۵/۲-۱۰/۵ (۳°-۶°)	۴
		<۵/۲ (<۳°)	۱
۵	شکل آبکندی (۱ طول آبکند می باشد)	<۰/۵	۳
		۰/۶-۰/۵	۲
		>۰/۶	۱
۶	نرخ طول رودخانه فرعی (_ طول رودخانه فرعی)	>۶۰	۱۲
		۳۰-۶۰	۹
		۱۰-۳۰	۶
		<۱۰	۱

جدول ۶-۱) ادامه.

شماره	عوامل خطر جریان گل - سنگ	طبقه بندی	شاخص
۷	شکل مقطع آبکند	V شکل	۳
		U شکل	۲
		دری باز	۱
۸	حالت دینامیکی حمل رسوب	فعال	۵
		مشخص	۳
		نامشخص	۱
۹	حالت دینامیکی تجمع در مجرای رودخانه	فعال	۱۲
		مشخص	۹
		نامشخص	۶
		بدون مخروط ذرات خرده	۱
۱۰	تجمع طبقات سنگی	کمبرودسنگهای سنوزوئیک	۵
		ماسه سنگ و شیل با طبقات فلیش	۳
		سخت و متراکم	۱
۱۱	وضعیت (امتداد- شیب)	زاویه شیب کم $\alpha < \beta$	۴
		$\alpha > \beta$; $\beta > 35^\circ$	۳
		غیره	۰
۱۲	گسلها	تقاطع گسلهای فعال بزرگ	۱۰
		گسلهای فراوان	۵
		گسلهای متعدد	۳
		گسلهای کم	۱
۱۳	زمین لغزش	زمین لغزشها با شیب برش زیاد و بزرگ	۱۲
		اکثراً متوسط و کوچک	۹
		تعداد کمی زمین لغزش	۶
		نامشخص	۱

جدول ۶-۱) ادامه.

شماره	عوامل خطر جریان گل - سنگ	طبقه بندی	شاخص
۱۴	ذخیره مواد نامتراکم	>۱۰	۴
		۵_۱۰	۳
		۱_۵	۲
		<۱	۱
۱۵	نرخ پوشش گیاهان	<۱۰	۸
		۱۰_۳۰	۶
		۳۰_۶۰	۴
		>۶۰	۱
۱۶	حفریها و توده های ساخت بشر	سنگهای بریده شده در نواحی وسیع	۸
		بریده شده در نواحی محلی	۶
		تعدادی توده سنگی بریده شده	۴
		نامشخص	۱

بعضی اوقات سنجش از دور می تواند مستقیماً برای تشخیص جریانهای نواحی جنگلی که دارای جریانهایی مشخصاً کند و پوشیده هستند، استفاده شود. مک کین^۱ و همکاران (۱۹۹۱) پویشگر شبیه ساز نقشه بردار موضعی هوانورد را برای مطالعه لغزش ناحیه جودکریک^۲، اورگون^۳ بکار بردند و متوجه شدند که در این ناحیه جنگلی روشنایی باند فرسرخ حرارتی (بانندی با طول موج ۱۰/۹-۱۲/۲ میکرون که معادل باند ۶ لندست TM است) با سرعت جریان در یک تصویر، افزایش می یابد. این افزایش روشنایی مرتبط با ظهور حفره هایی در پوشش جنگل قدیمی و نمایان شدند جریانهای کند زمینی است. رأس درختان که سردترین جسم در تصویر است، کمبود هر پیکسل را که در اثر جریانهای زمینی حاصل می شود را پرمی کند. بنابراین، میانگین هر پیکسل گرمتر می شود.

تشخیص تغییرات توپوگرافی چند زمانه دو امکان دیگر برای مشاهده تقسیم تخریب زمین با استفاده از سنجش از دور فراهم می آورد. اولی تفریق DEMهای با قدرت تفکیک بالا از

1 - Mc Kean
2 - Jude Creek
3 - Oregon

زمانهای متفاوت داده‌هاست. با این روش نه تنها جریان قابل تشخیص است بلکه همچنین تعیین نرخ تخریب زمین که معادل با تغییر حجم تقسیم بر فاصله زمانی بین دو تاریخ جمع‌آوری است، امکان پذیر است. این روش نیازمند کاربرد روشهای فتوگرامتری رقومی و یک حسگر استریو با قدرت تفکیک بالا است که دوره‌های تکراری متعددی دارد. تصویری با اندازه پیکسلی در حد ۰/۳۳ متر (یک فوت) برای این کار لازم خواهد بود؛ بنابراین عکسبرداری استریو هوایی دوره‌ای بهترین منبع داده است. معه‌ذا، یک سیستم استریو با قدرت تفکیک یک متری موجود در مدار بواسطه دوره تکرار عکسبرداری آن، محدودی چارچوب کمتر و قیمت کمتر در واحد سطح نسبت به عکسبرداری هوایی بعنوان منبع داده بسیار مناسب است.

دومین امکان برای اندازه‌گیری مستقیم تخریب زمین با استفاده از تشخیص تغییر توپوگرافی، استفاده از روشهای تداخل‌سنجی^۱ بکار رفته توسط تصاویر SAR گرفته شده در دو زمان عبور متفاوت است. این روش برای اندازه‌گیری حرکات در طول یک گسل از سه تصویر رادار گرفته شده قبل و بعد از لرزش استفاده شده است (پلتزرو^۲ روزن^۳ ۱۹۹۵).

مبحث تصاویر رادار و تعیین خطوط پربندی ارتفاعی از این حسگر در یک عبور منفرد و نحوه ترسیم آنها در یک نقشه توسط کومینگ^۴ وگری^۵ (۱۹۸۹) ارائه شده است. بهر حال، روش تک عبوری برای تعیین خطوط پربندی از تداخل‌سنجی رادار کاملاً وابسته به دانش دقیقی از وضعیت صفحه حسگر در طی جمع‌آوری تصاویر رادار است. همچنین ارتفاع استخراج شده از داده‌ها، میانگین هر پیکسل است که برای تصاویر ماهواره SAR ۲۵×۲۵ متر و برای رادار هوابرد ۱-۵ متر می‌باشد. در مورد عکسهای استریو هوایی رقومی، پیکسلهایی با مساحت کمتر از ۱×۱ متر معمول هستند، ولیکن دقت ارتفاع به عکس متناسب با اندازه پیکسل (ابعاد خطی) می‌باشد. مقایسه کمی ارتفاع استخراج شده از تداخل‌سنجی رادار و ارتفاع استخراج شده از عکسبرداری استریو رقومی با استفاده از نرم‌افزار تولید DEM با فاصله داده‌ای یک پیکسلی برای چنین نواحی آزمایشی (شامل نواحی

مسطح و خشن) قبل از تعیین دفتهای نسبی آنها الزامی است. ضمناً، عکسبرداری رقومی با قدرت تفکیک بالا اولین انتخاب در نواحی مستعد با آب و هوای مناسب خواهد بود زیرا یک

1 - Interferometric

2 - Peltzer

3 - Rosen

4 - Cumming

5 - Gary

عکس علاوه بر ارتفاعات برای اکثر کاربردهای دیگر بویژه برای هولوگرافی رقومی لازم است. بهر حال، برای نواحی که پوشش ابر وجود دارد رادار تداخل سنجی بهترین انتخاب برای سنجش تغییرات توپوگرافی (ارتفاع) است.

ب- فورانهای آتشفشانی

آتشفشانها در مناطق معینی پراکنده هستند. از آنجائیکه آتشفشانها و تکتونیک صفحه‌ای وابسته به گرمای تولیدشده توسط زمین هستند، دور از انتظار نیست که فورانهای آتشفشانی و حرکات صفحات با هم مرتبط باشند. برای مثال، آتشفشانهای مرکبی از این نوع آتشفشانها در حوضه کاسکید در شمال غرب ایالات متحده در نزدیکی لبه‌های فرورونده صفحات وجود دارند که حضور آنها با فرورانش صفحه ژان دوفوکا در زیر صفحه شمال آمریکا در ارتباط است. آتشفشانهای سپری، نظیر آتشفشانهای هاوایی، توسط نقاط داغ گوشته در زیر صفحه متحرک اقیانوس آرام تشکیل می‌شوند و مسیر آنها بصورت یک رشته L شکل از آتشفشانهای خاموش است. فورانهای شکافی، نظیر تراپ دکن در هند یا رودخانه کلمبیا در شمال غرب ایالات متحده، نواحی هستند که مراکز گسترشی در آنها تشکیل شده است که توانسته‌اند صفحه را به دو بخش تقسیم کنند (ولیکن در این دو مورد چنین اتفاقی رخ نداده است).

دو فاز پایش آتشفشانی با استفاده از سنجش از دور وجود دارد. اول اینکه سنجش از دور می‌تواند برای نقشه‌برداری محل آتشفشانها و مخروط آنها استفاده شود. دوم، سنجش از دور می‌تواند برای پایش فوران آتشفشانها استفاده شود. یک مثال از نقشه‌برداری آتشفشانها توسط چاگارلامودی^۱ و همکاران (۱۹۹۱) برای پدیده‌های آتشفشانی در هرات خیبر در روی صفحه عربی در عربستان سعودی گزارش شده است. هرات خیبر مثالی از میادین آتشفشانی است که بسادگی قابل توضیح نمی‌باشد زیرا اولین جریان گدازه آن از پنج جریان گدازه که در ۹/۱ میلیون سال پیش رخ داده است، آکالن بوده و مقدار K_2O و Na_2O آن زیاد و SiO_2 آن کم می‌باشد. این نوع جریان بازینتی^۲ نسبتاً کمیاب با چهار فوران بازالتی بعدی با سنهای حدود ۳-۶ میلیون سال، ۳-۰/۳ میلیون سال، ۳-۰/۳ تا ۰/۳ میلیون سال و کمتر از ۰/۳ میلیون سال (احتمالاً سنی حدود ۱۲۵۴ سال قبل از میلاد) دنبال می‌شود. چاگارمولامودی و همکاران (۱۹۹۱) تراکم

1 - Chagarlamudi

2 - Basanite

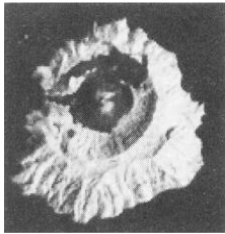
مخروطهای سیندر^۱ را در مرکز ناحیه هرات خیبر حدود ۴/۳ مخروط در ۱۰۰ کیلومتر مربع تعیین کردند که فاصله میانگین آنها ۲/۳۱ کیلومتر می باشد. دیگر سیمای این مخروطها که بسادگی قابل توضیح نمی باشد، روند خطی غالب $10^{\circ} W$ مخروطها می باشد که موازی با روند میدین آتشفشانی سنوزوئیک مجاور است ولیکن متفاوت از محور دریای سرخ ($30^{\circ} N$) و روند سیستم گسل پرکامبرین (NW) می باشد. روند $10^{\circ} W$ موافق با گسلهای سنوزوئیک با روند تقریباً شمالی در خرات رها^۲ است که توسط کمپ^۳ و روبول^۴ (۱۹۸۹) تشخیص داده شده اند و تصور می شود نتیجه نیروهای شرقی-غربی (مرکز گسترش) می باشند.

به روشی مشابه، آلوارز^۵ و بونیفاز^۶ (۱۹۹۴) DEM و داده های لندست TM را برای نقشه برداری ۳۱۹ مخروط در میدان آتشفشانی میچوکان^۷ - گوآناجاتو^۸ در مرکز مکزیکو بکار بردند و متوجه شدند که روند توزیع مخروطهای آتشفشانی NNE و مشابه روندهای تکتونیکی ناحیه می باشد. نکته اصلی این نوع بررسی این است که نقشه برداری میدین آتشفشانی معرف حرکات صفحات است و این تصویر راهنمایی برای پیشگویی فورانهای آتشفشانی در آینده می باشد.

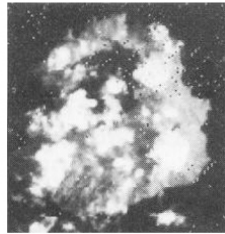
دومین نوع پایش آتشفشانی با استفاده از سنجش از دور مستلزم بررسی فورانهای آتشفشانی شناخته شده است و پتانسیل بالایی برای حفظ زندگی مردم و کاهش خسارات ناشی از آنها دارد. حداقل سه نوع فوران آتشفشانی وجود دارد که سنجش از دور می تواند آنها را تشخیص دهد. اول، افزایش دما در بخشهایی در بالای سطح آتشفشان قبل از فوران. دوم، انتشار گازها (نظیر بخار آب، دی اکسید گوگرد، دی اکسید کربن و متان) قبل و بعد از فوران. سوم، تغییرات توپوگرافی بواسطه تورم مخزن زیرزمینی ماگما. مثالی از اولین مورد در شکل ۶-۶ نشان داده شده است (باتاچاریا^۹ و همکاران، ۱۹۹۳) که در آن شش تصویر لندست TM (تصاویر سیاه و سفید تصاویر مرکب رنگی باندهای ۷، ۵ و ۴) جزیره برن^{۱۰}، در دریای آندامان^{۱۱} در خلیج

- 1 - Sinder Cone
- 2 - Rahat
- 3 - Camp
- 4 - Roobol
- 5 - Alvarez
- 6 - Bonifaz
- 7 - Michoacan
- 8 - Guanajuato
- 9 - Bhattacharya
- 10 - Barren
- 3 - Andaman

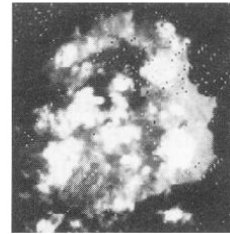
بنگال، هند برای شش عبور بین ۳ مارس تا ۲۲ می ۱۹۹۱ نشان داده شده است. بعد از ۱۸۸ سال خاموشی، فوران در اول آوریل ۱۹۹۱ شروع شد و گدازه در ۶ مه ۱۹۹۱ به ساحل جزیره رسید. یک ابر بزرگ چتری بر روی کالدرای تشکیل شد که در تصویر ۲۲ مه ۱۹۹۱ قابل مشاهده است. شکل ۶-۷ نمودار تابش حرارتی یک جسم سیاه در برابر طول موج است که در معرض طول موجهای محدوده باندهای ۴، ۵، ۶ و ۷ لندست TM قرار داده شده است. باند ۶ TM باند IR حرارتی با طول موج بالاست که در ابتدا تصور می شود برای نقشه برداری دما استفاده می شود. معهذ، شکل ۶-۷ نشان می دهد که جسمی با دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد، نظیر گدازه آتشفشانی، انرژی بیشتری در باندهای ۷ و ۵ نسبت به باند ۶ TM از خود صادر می کند. قدرت تفکیک فضایی باند ۶ لندست ۱۲۰ متر است که در مقایسه با دیگر باندهای با قدرت تفکیک فضایی بهتر (۳۰ متر) دیگر باندهای TM و محدوده دینامیکی باند ۶، مشخص می شود که این باند برای ثبت دماهای کمتر از ۲۰۰ درجه سانتیگراد مناسب است. به همین دلیل، یک تصویر مرکب رنگی TM باندهای ۷، ۵ و ۴ نشان داده شده بصورت قرمز، سبز و آبی برای نقشه برداری گدازه های داغ بر باند ۶ ترجیح داده می شود.



سوم مارچ، ۱۹۹۱



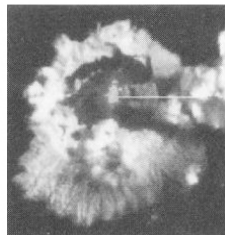
نوزدهم مارچ، ۱۹۹۱



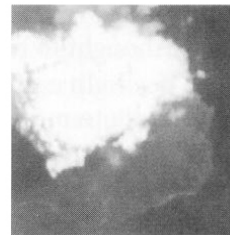
چهارم اپریل، ۱۹۹۱



بیستم اپریل، ۱۹۹۱

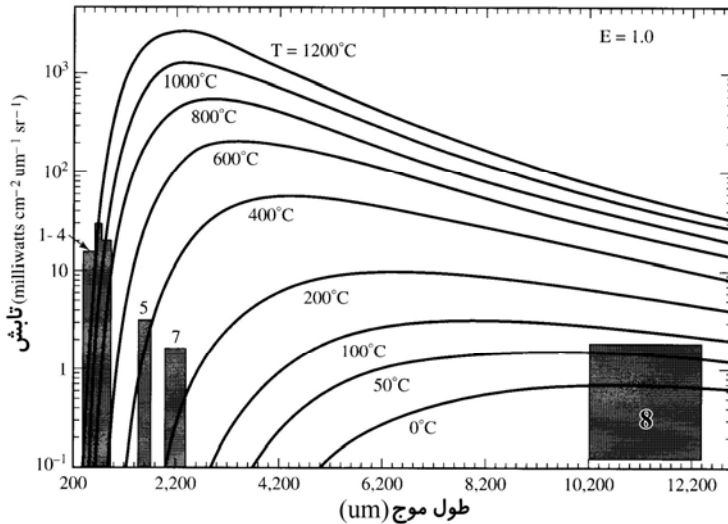


ششم می، ۱۹۹۱



بیست و دوم می، ۱۹۹۱

شکل ۶-۶) تصاویر چند زمانه ثبت شده لندست TM (تصاویر مرکب رنگی باندهای TM ۷: ۵ و ۴) جزیره برون، هند. تاریخ تصویربرداری از ۳ مارس ۱۹۹۱ تا ۲۲ می ۱۹۹۱ بوده است (باتاچایا و همکاران، ۱۹۹۳).



شکل ۶-۷) وابستگی طول تابش حرارتی فرسرخ حرارتی از یک جسم سیاه. نواحی تیره محدوده پوشش باندهای ۱-۴، ۵، ۷ و ۶ لندست TM می باشد (باتاچارایا و همکاران، ۱۹۹۳).

حتی داده‌های AVHRR با قدرت تفکیک فضایی ۱/۱ کیلومتر می‌توانند بعنوان ابزار سنجش از دور برای پایش افزایش دمای آتشفشانها قبل از فوران مفید باشند. با وجود قدرت تفکیک فضایی کمتر AVHRR نسبت به لندست TM، دوره تناوب جمع‌آوری داده‌های AVHRR دوبار در روز است در صورتیکه این مقدار برای لندست TM یکبار در ۱۶ روز است. باتاچارایا و همکاران (۱۹۹۳) توانستند دماهای منطقه نواحی کوچکتر از یک پیکسل گدازه‌های داغ را از داده‌های AVHRR در بررسی جزیره برن استخراج کنند. در فاصله زمانی بین دو عبور لندست TM فورانهایی در ۱۹ مارس و ۴ آوریل ۱۹۹۱ رخ داده بود و بدین لحاظ آنها داده‌های AVHRR را برای تکمیل داده‌های اول آوریل ۱۹۹۱ و فورانهای جدیدتر بکار بردند. این روش یعنی استفاده از داده‌های AVHRR و لندست TM می‌تواند برای بررسی فورانهای آتشفشانی مورد استفاده قرار گیرد.

دومین نوع بررسیهای ذکرشده در فوق نیز می‌تواند با روشهای سنجش از دور انجام شود. تصویربرداری گازها از فضا قبلاً توسط ماهواره‌های هواشناسی برای فورانهای آتشفشانی انجام شده بود (موجینیس - مارک^۱ و همکاران، ۱۹۹۳). برای مثال، دی‌اکسیدگوگرد منتشر شده

توسط فوران ال چیچون ۱۲ آوریل ۱۹۸۲ توسط کروگر^۱ (۱۹۹۳) با تجهیزات TOMS (طیف سنج نقشه بردار کلی ازون) نیمبوس^۲ - ۷ نقشه برداری شد. کروگر دو تا از شش باند طیفی ماوراءبنفش TOM نزدیک ۰/۳ میکرون با قدرت تفکیک فضایی ۳/۱ کیلومتر را بکار برد. اگر چه TOMS برای نقشه برداری پلومهای دی اکسید گوگرد پلومهای فورانهای آتشفشانی مفید است، قدرت تفکیک فضایی آن بقدری کم است که نمی تواند برای تشخیص فورانها استفاده شود. تشخیص فورانها احتیاج به تصاویر با قدرت تفکیک فضایی ۱۰۰ متر و یا بهتر دارد. بعلاوه، استفاده از نور ماوراءبنفش، مانند آنچه در TOMS استفاده می شود، عملیات پایش را به روز و پلومهای گازی در ارتفاعات بالا محدود می کند. طرحهایی برای ماهواره های با قدرت تفکیک فضایی بیشتر بمنظور تصویربرداری گازهای مختلف (از جمله دی اکسید گوگرد و متان) وجود دارد (وینسنت، ۱۹۹۵) که باندهای جذبی قوی در پنجره جوی حرارتی ۵/۰-۳/۰ میکرون و ۱۴/۰-۸/۰ میکرون دارند.

سومین نوع بررسیها که تغییرات توپوگرافی در حین فوران آتشفشانی است معمولاً در مناطق ابری حاصل از فورانهای آتشفشان رخ می دهد و از اینرو تداخل سنجی SAR (پلتزر^۳ و روزن، ۱۹۹۵)، بصورتی که در بخش بعد بطور کامل شرح داده می شود، برای چنین بررسی مناسب می باشد. فتوگرامتری رقومی بکار رفته برای تصاویر استریو فروسرخ حرارتی می تواند بعنوان ابزار پایش تغییر توپوگرافی در آتشفشانها بواسطه امکان عملکرد در روز و شب بکار رود. بهر حال، توانایی رادار برای کار در شب و روز و نفوذ در ابرها و وجود حداقل عبورهای لازم برای کسب تصاویر از زوایای مختلف، باعث می شود که این تصاویر برای تشخیص تغییرات توپوگرافی مناسب باشند.

پیوست الف

کدهای روشنایی و نسبت لندست TM و MSS کانیها، پوشش گیاهی و برف

اطلاعات زیادی در مورد طیف بازتابندگی مواد طبیعی وجود دارد، ولیکن کاربر برای تکیه بر مهمترین اطلاعات، محتاج شکل فشرده این داده‌هاست. هدف این پیوست تبدیل بازتابندگیهای باندهای طیفی لندست TM و MSS به کد روشنایی و کد نسبت است، که مشخص می‌کند یک هدف ویژه در تصویر یک باند ویژه یا تصویر نسبت طیفی، روشن یا تیره می‌باشد. در پاراگرافهای بعدی نحوه تولید این کدها شرح داده شده است.

باندهای طیفی لندست TM و MSS بصورت زیر می‌باشند:

شماره باند لندست TM	طول موج (میکرون)	شماره باند لندست MSS	طول موج (میکرون)
۱	۰/۴۵-۰/۵۲	۴	۰/۵-۰/۶
۲	۰/۵۲-۰/۶۰	۵	۰/۶-۰/۷
۳	۰/۶۳-۰/۶۹	۶	۰/۷-۰/۸
۴	۰/۷۶-۰/۹۰	۷	۰/۸-۱/۱
۵	۱/۵۵-۱/۷۵		
۶	۱۰/۴-۱۲/۵		
۷	۲/۰۸-۲/۳۵		

اولین مرحله در تولید کدهای روشنایی و کدهای نسبت، محاسبه میانگین بازتابندگی هر کدام از باندهای لندست TM و MSS برای طیف ۱۴۶ کانی، پوشش گیاهی و برف - یخ می‌باشد که بعنوان عضو در مجموعه داده‌های کد نسبت - روشنایی قرار دارند. طیف ۱۳۹ کانی موجود در این لیست در محدوده طول موج ۰/۴-۲/۵ میکرون، تماماً از طیفهای آزمایشگاهی کانیها (گروو^۱ و همکاران، ۱۹۹۲) توسط آزمایشگاه جت پروپولشن^۱، موسسه فن آوری کالیفرنیا،

پاسادنا، بدست آمده‌اند. میانگین طیف بازتابندگی هر کدام از اعضای مجموعه داده، در محدوده طول موج لندست TM و MSS ارائه شده در فوق، محاسبه شده است. برای هر کدام از باندها، یک تابع فیلتر توان دوم فرض می‌شود. نسبت‌های طیفی تمامی نسبت‌های یک جانبه بازتابندگیها (۱۵ برای TM و ۶ برای MSS) برای هر کدام از اعضای مجموعی داده محاسبه شده است. دومین مرحله، مرتب کردن تمامی ۱۴۶ عضو مجموعه داده بر حسب روشنایی یک باند طیفی در یک زمان است. سومین مرحله، تفکیک ۱۴۶ عضو به ۱۰ بخش (تقریباً ۱۵ عضو در هر بخش)، و سپس نسبت دادن عدد صفر به تاریکترین بخش، عدد ۱ به دومین بخش تیره و همینطور تا روشن‌ترین بخش که عدد ۹ به آن نسبت داده شد. این عملیات برای هر کدام از باندهای منفرد TM و MSS، و همچنین برای ۱۵ نسبت طیفی TM و ۶ نسبت طیفی MSS تکرار شد. توجه داشته باشید که باند ۶ TM بدلیل اینکه معرف گرمای جسم بوده و برخلاف دیگر باندهای طیفی TM معرف مقدار نور بازتابیده نمی‌باشد، از کدهای روشنایی و کدهای نسبت حذف شده است. همچنین باید توجه داشته باشید تعدادی از باندهای MSS با ۴ شروع می‌شود، که معرف عنوان قراردادی ناسا در طی فعالیت MSS می‌باشد (۱۹۷۲ تا حال).

جدول الف-۱ نشان‌دهنده کدهای روشنایی لندست TM و MSS ۱۴۶ عضو مجموعه داده است که ۱۳۹ تای آنها کانی، سه تا پوشش گیاهی و ۴ تا برف و یخ می‌باشد. اندازه ذرات طیف انتخاب شده برای هر کدام از اعضا در دومین ستون بعد از نام ماده آورده شده است. شش ستون بعدی کدهای روشنایی هر عضو را برای باندهای ۱، ۲، ۳، ۴، ۵، ۷، و ۸ TM نشان می‌دهد. چهار ستون آخر معرف کدهای روشنایی هر عضو برای باندهای ۴، ۵، ۶ و ۷، MSS می‌باشد. مثالی از کاربرد این جدول برای عضو Conifer (چهلمین عضو در جدول الف-۱) ارائه خواهد شد. در کد روشنایی ۱، کاجها تنها از ۱۰ درصد تمامی ۱۴۶ عضو مجموعه داده در باندهای ۱، ۲، ۳، ۷، و ۸ TM روشنتر هستند (و تیره‌تر از ۸۰ درصد اعضا). بهر حال، کاجها روشنتر از ۴۰ درصد مجموعه داده در باند ۴، TM؛ و روشنتر از ۲۰ درصد مجموعه داده‌ها در باند ۵ TM می‌باشند. اگر تصویر مرکب رنگی کاذبی از باندهای ۲، ۳ و ۴ TM بترتیب بصورت آبی، سبز و قرمز بسازید؛ کاجها در سبز و آبی بسیار تیره‌اند ولی در قرمز تیرگی متوسطی دارند و بدین لحاظ برنگ قرمز تیره دیده می‌شوند. در حقیقت این باندها در تصاویر مرکب رنگی کاذبی بکار گرفته

می‌شوند که پوشش گیاهی را برنگ قرمز نشان می‌دهند. بعنوان مثالی دیگر، توجه کنید که کانی کاسیتريت^۱ (جدول الف-۱) در کد روشنایی صفر در باندهای TM و MSS در تمامی طول موجها از تمامی اعضای مجموعه داده تاریکتر است. در کد روشنایی ۹ تمامی باندهای TM و MSS، آناتاز^۲ در تمامی طول موجها تقریباً از تمامی اعضاء مجموعه روشنتر می‌باشد.

در جدول الف-۲ کدهای نسبت لندست TM مجموعه داده مذکور نشان داده شده است. در ستونهای ۱۷-۳ جدول، اولین ردیف بترتیب معرف صورت و مخرج نسبت طیفی است، که همیشه صورت کسر طول موج بیشتری نسبت به مخرج کسر دارد. تمامی ۱۵ کد نسبت غیرمشابه باندهای ۱،۲،۳،۴،۵ و ۷ TM آورده شده‌اند، و بدین ترتیب برای هر عضو ۱۵ عدد ارائه شده است. کد نسبت متقابل با تفریق یک عدد نسبت از ۹ بدست می‌آید. برای مثال، کد نسبت $R_{2,1}$ اکتینولیت^۳ است، و بنابراین کد نسبت $R_{1,2}$ آن $3 = 9 - 6$ می‌باشد. تمامی کدهای نسبت می‌تواند به سادگی از کدهای نسبت جدول الف-۲ محاسبه شود. اگر بخواهید تصوی مرکب رنگی بسازید که در آن اکتینولیت قرمز باشد، باید که نسبت $R_{3,1}$ را بصورت آبی (کد صفر)، $R_{4,2}$ را بصورت سبز (کد صفر) و $R_{5,2}$ را بصورت قرمز (کد ۹) نشان دهید. در چنین تصویری تنها چند عضو از مجموعه داده‌ها می‌تواند قرمز باشد. می‌توان با انتخاب سه کد نسبت متفاوت، اکتینولیت را بصورت بارزتری تفکیک کرد.

جدول الف-۳ نشان‌دهنده کدهای نسبت لندست MSS مجموعه داده موردنظر می‌باشد. با چهار باند طیفی تنها شش نسبت غیرمشابه (با باندهای جفت) ممکن وجود دارد. با توجه به فیلتر توان دوم که قبلاً بحث شد، پوشش گیاهی در باند ۵ (۰/۶-۰/۷ میکرون) روشنایی خیلی زیادی دارد زیرا بازتابندگی پوشش گیاهی متراکم از ۰/۶۸ تا ۰/۷۰ میکرون افزایش زیادی می‌یابد. بنابراین، نسبتهایی که باند ۵، MSS را برای پوشش گیاهی بکار می‌برند بسیار بالا ($R_{5,4}$) یا بسیار پایین ($R_{6,5}$ و $R_{7,5}$) می‌باشند. این موضوع با توجه به وجود باند ۳ باریکتر TM مشکل جدی نیست.

نهایتاً، جدول الف-۴ محدوده‌های فوقاتی کدهای روشنایی و نسبت لندست TM و MSS را نشان می‌دهد. برای مثال، اگر روشنایی یک عضو مجموعه داده بیشتر از ۵/۶۳۵ درصد بازتابندگی در باند ۱ TM، ولی کمتر از ۹/۹۲۰ درصد بازتابندگی باشد، کد روشنایی این باند

-
- 1 - Cassiterite
 - 2 - Anataz
 - 3 - Actinolite

طیفی ۱ می باشد. اگر بازتابندگی کمتر از ۵/۶۳۵ درصد باشد، کد روشنایی آن برای باند طیفی ۱، صفر می باشد. اگر روشنایی آن بیشتر از ۸۶/۶۹ درصد باشد، کد روشنایی باند یک TM آن ۹ می باشد. با این استثناء که محدوده فوقانی کد نسبت ۹ برای هر نسبت طیفی بیشترین مقدار ثبت شده برای این نسبت در کل مجموعه داده است، و به جای ۱۰۰ درصد برای بازتابندگیهای باند منفرد (کدهای روشنایی)، بکار می رود؛ با دلایل مشابهی برای کدهای نسبت بکار برده می شود. نسبت بازتابندگیها همانند بازتابندگیهای منفرد در صورت و مخرج یک نسبت طیفی قرار نمی گیرد.

جدول الف-۱) کدهای روشنایی لندست TM و MSS (کانیها، پوشش گیاهی و برف).

Material	Particle Size(μm)	TM Bands						MSS Bands			
		B1	B2	B3	B4	B5	B7	B4	B5	B6	B7
ACTINOLITE	125-500	3	2	2	2	4	4	2	2	2	2
ALBITE	125-500	6	6	5	5	6	7	6	5	5	5
ALBITE	125-500	6	6	5	5	6	7	6	5	5	5
ALMANDINE	125-500	2	2	3	3	1	2	2	3	3	2
ALUNITE	125-500	5	5	7	7	4	3	5	6	7	7
AMBLYGONITE	125-500	8	7	7	7	5	5	7	7	7	8
ANALCIME	<45	8	8	7	8	8	8	8	7	8	8
ANATASE	<45	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
ANDESINE	125-500	7	6	6	6	7	8	6	6	6	5
ANGLESITE	125-500	2	2	2	2	3	4	2	2	2	2
ANHYDRITE	125-500	5	4	4	5	6	6	4	4	5	5
ANORTHITE	125-500	4	4	4	3	4	5	4	4	3	3
ANTHOPHYLLITE	125-500	5	4	4	3	4	4	4	4	3	3
ANTLERITE	125-500	3	2	1	1	2	2	2	1	1	1
APATITE P	125-500	5	4	4	4	8	8	5	4	4	4
APHTHALITE	125-500	8	8	8	8	9	9	8	8	8	8
ARSENOPYRITE	125-500	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
ATACAMITE	125-500	2	1	0	0	2	2	1	0	0	0
AUGITE	<45	3	2	2	1	2	5	2	2	1	1
AZURITE	125-500	3	2	0	0	2	2	2	0	0	0
BARITE	125-500	9	9	8	9	9	9	9	8	9	9
BERYL	125-500	6	5	4	3	5	6	5	4	3	3
BIOTITE	125-500	2	2	2	2	3	5	2	2	2	2
BORAX	125-500	9	9	9	9	3	1	9	9	9	8
BORNITE	125-500	1	0	0	1	1	2	0	0	1	1
BRUCITE	125-500	6	7	7	6	6	2	7	7	7	6
BUDDINGTONITE	125-500	3	4	3	4	4	4	4	3	4	4
BYTOWNITE	<45	6	6	6	6	7	8	6	6	6	6
CALCITE	125-500	8	8	8	8	9	7	8	8	8	7
CASSITERITE	125-500	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CELESTITE	125-500	8	7	7	7	9	9	7	7	7	8

جدول الف-۱) ادامه

Material	Particle Size(μm)	TM Bands						MSS Bands			
		B1	B2	B3	B4	B5	B7	B4	B5	B6	B7
CERUSSITE	125-500	7	7	7	8	9	8	7	7	7	8
CHABAZITE	<45	8	8	8	8	7	6	8	8	8	8
CHALCOCITE	125-500	1	0	1	1	0	0	1	1	1	1
CHALCOPYRITE	125-500	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1
CHLORITE	125-500	1	1	1	1	2	3	1	1	1	1
CLINOZOISITE	125-500	2	3	3	3	5	4	3	3	3	3
COLEMANITE	125-500	8	8	8	8	2	1	8	8	8	7
COLUMBITE	125-500	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0
CONIFER	-	1	1	1	4	2	1	1	1	2	4
COOKEITE	125-500	4	4	5	4	4	4	4	5	4	4
CORDIERITE	125-500	4	3	3	2	6	5	3	3	3	2
CORRENSITE	125-500	1	1	2	2	3	3	1	2	2	2
CORUNDUM	125-500	9	9	9	9	9	8	9	9	9	9
CRISTOBALITE	<45	5	5	5	5	4	5	5	5	5	4
CRYOLITE	125-500	8	8	8	8	9	9	8	8	8	8
CUMMINGTONITE	125-500	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DICKITE PS	<45	7	7	8	8	9	8	7	8	8	8
DIOPSIDE	125-500	2	2	2	2	3	3	2	2	2	2
DOLOMITE	125-500	7	7	7	7	8	6	7	7	7	7
ENSTATITE	125-500	3	3	3	1	1	2	3	3	2	2
EPIDOTE	125-500	2	2	2	2	4	5	2	2	2	2
FAYALITE	125-500	0	0	1	0	0	1	0	1	0	0
FERROAXINTE	125-500	2	2	2	2	1	0	2	2	3	2
FLUORITE	125-500	6	5	6	7	8	9	6	6	6	7
FORSTERITE	<45	5	5	5	4	4	6	5	5	4	4
GAHNITE	125-500	4	3	3	3	0	0	3	3	3	3
GALENA	125-500	3	2	2	1	1	1	2	2	1	1
GIBBSITE	<45	9	9	9	9	6	4	9	9	9	9
GLAUBERITE	125-500	6	6	5	6	7	9	6	5	5	6
GLAUCONITE	125-500	1	1	0	0	0	1	1	0	0	0

Material	Particle Size(μm)	TM Bands						MSS Bands			
		B1	B2	B3	B4	B5	B7	B4	B5	B6	B7
GLAUCOPHANE	125-500	1	1	1	1	3	3	1	1	1	1
GOETHITE	<45	1	2	2	2	5	6	2	2	2	3
GRAPHITE	125-500	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
GRASS (SENESCENT)		3	3	3	4	4	5	3	3	4	4
GRASS (VIGOROUS)		0	1	1	3	2	2	0	1	2	3
GROSSULAR	125-500	6	6	7	7	8	8	6	7	7	7
GYPSUM	125-500	9	9	9	9	3	3	9	9	9	9
HALITE	125-500	8	8	8	8	9	9	8	8	8	8
HEMATITE	<45	0	1	2	2	2	3	1	2	2	2
HEMIMORPHITE	125-500	8	8	8	8	5	4	8	8	8	8
HOWLITE	125-500	9	9	9	9	5	3	9	9	9	9
HYDROXYAPOPHYLLITE	125-500	8	8	8	8	3	2	8	8	8	8
HYPERSTHENE	<45	4	4	4	3	3	5	4	4	3	3
ICE		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ILLITE	<45	3	4	3	4	7	8	4	3	4	4
JAROSITE	125-500	2	3	3	3	6	6	3	3	3	3
JOHANNSENITE	125-500	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0
KAOLINITE	<45	8	8	9	9	9	8	9	9	9	9
KERNITE	125-500	9	9	9	9	4	4	9	9	9	9
LABRADORITE	125-500	7	7	7	6	5	8	7	7	7	5
LEPIDOLITE	125-500	5	6	6	5	8	5	5	6	6	5
MAGENESIOCHROMITE	125-500	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
MAGNESITE	125-500	7	8	8	8	6	5	8	8	8	8
MAGNETITE	<45	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MALACHITE	125-500	3	3	1	0	2	3	3	1	0	1
MICROCLINE	125-500	4	5	5	5	8	8	5	5	5	6
MIMETITE	125-500	3	5	6	6	7	7	4	5	6	7
MONTEBRASITE	125-500	6	6	6	5	4	4	6	6	5	5
MONTMORILLONITE	<45	8	8	9	9	8	6	8	9	9	9
MUSCOVITE	125-500	4	4	4	4	6	5	4	4	4	4

جدول الف-۱) ادامه

Material	Particle Size(μm)	TM Bands						MSS Bands			
		B1	B2	B3	B4	B5	B7	B4	B5	B6	B7
NATROJAROSITE	125-500	2	3	3	3	6	6	3	3	3	3
NATROLITE	125-500	7	7	7	7	3	4	7	7	7	8
NEPHELINE	125-500	6	6	6	5	7	7	6	6	5	6
NONTRONITE	<45	4	4	5	5	7	7	4	5	5	5
OLIGOCLASE	125-500	6	6	5	5	6	7	6	5	5	5
ORTHOCLASE	125-500	7	7	7	7	8	9	7	7	6	6
PALYGORSKITE	<45	6	6	6	6	7	6	6	6	6	6
PERICLASE	<45	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
PLUMBOJAROSITE	125-500	2	3	3	3	5	5	3	3	3	3
PREHNITE	125-500	7	7	6	6	7	4	7	6	6	6
PYRITE	<45	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
PYROLUSITE	125-500	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
PYROPHYLLITE	125-500	5	5	6	6	9	5	5	6	6	7
PYRRHOTITE	<45	0	0	1	1	0	1	0	1	1	1
QUARTZ, SMOKY	125-500	5	4	4	5	8	9	4	4	4	5
REALGAR	125-500	1	3	4	5	8	9	3	4	5	5
RHODOCHROSITE	125-500	5	5	5	5	7	5	5	5	5	5
RHODONITE	125-500	3	3	4	3	3	4	3	4	4	2
RIEBECKITE	125-500	0	0	0	0	1	3	0	0	0	0
RUTILE	125-500	1	1	1	2	1	2	1	1	1	1
SANIDINE	<45	5	5	5	6	7	9	5	6	6	6
SAPONITE	<45	8	8	8	8	9	7	8	8	8	9
SCHEELITE	125-500	4	4	4	4	6	7	4	4	4	4
SCORODITE	125-500	2	2	2	2	2	1	2	2	2	3
SEPIOLITE	125-500	7	7	7	7	5	4	7	7	7	7
SERPENTINE	125-500	4	5	4	4	5	3	5	4	4	4
SIDERITE	125-500	3	3	3	2	3	5	3	3	3	1
SILLIMANITE	125-500	6	6	6	7	8	7	6	7	7	7
SMITHSONITE	125-500	8	8	7	5	7	5	7	7	5	4
SNOW (COARSE)	Coarse	9	9	9	8	0	0	9	9	8	6

جدول الف-١) ادامه

Material	Particle Size(μm)	TM Bands						MSS Bands			
		B1	B2	B3	B4	B5	B7	B4	B5	B6	B7
SNOW (FINE)	Fine	9	9	9	9	2	1	9	9	9	9
SNOW (FROST)	Finest	9	9	9	9	3	3	9	9	9	9
SODALITE	125-500	4	3	3	4	6	7	3	3	4	4
SPHALERITE	125-500	2	2	2	2	3	1	2	2	2	2
SPODUMENE	125-500	6	6	6	6	7	9	6	6	6	6
STIBVITE	125-500	2	1	2	3	7	8	1	2	2	3
STILBITE	125-500	7	7	7	7	3	2	7	7	7	7
STRONTIANITE	125-500	7	7	7	7	8	7	7	7	7	7
SULFUR	125-500	5	9	9	9	9	9	8	9	9	9
TALC	125-500	9	8	8	7	9	8	8	8	7	7
TINCALCONITE	125-500	9	9	9	9	3	2	9	9	9	9
TITANITE	125-500	4	5	5	6	5	6	5	5	6	6
TOPAZ	125-500	5	4	4	4	4	3	4	4	4	4
TOURMALINE	125-500	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TREMOLITE	125-500	7	7	6	6	8	6	7	6	6	6
TRIPHYLITE	125-500	4	3	3	2	1	7	3	3	3	2
TRONA	125-500	5	5	5	6	2	0	5	5	5	6
TSCHERMIGITE	125-500	9	9	8	8	1	0	9	8	8	7
ULEXITE	125-500	8	8	8	7	2	0	8	8	8	7
VERMICULITE	<45	3	4	4	4	5	6	4	4	4	4
VESUVIANITE	125-500	4	5	5	4	6	4	5	5	5	5
WITHERITE	125-500	7	7	7	7	8	7	6	7	7	7
WOLLASTONITE	125-500	7	6	6	5	6	7	7	6	6	5
ZINCITE	<45	9	9	9	9	9	9	9	9	9	9
ZIRCON	125-500	3	3	3	3	5	6	3	3	3	3

جدول الف-٢) ادامه

Material Name	TM Spectral Ratios														
	2,1	3,1	3,2	4,1	4,2	4,3	5,1	5,2	5,3	5,4	7,1	7,2	7,3	7,4	7,5
CORUNDUM	2	2	2	1	2	3	2	2	2	2	2	2	2	3	4
CRISTOBALITE	4	4	5	3	4	3	3	3	2	3	4	4	4	4	6
CRYOLITE	2	2	2	2	2	3	3	3	4	4	4	5	5	5	6
CUMMINGTONITE	4	3	1	1	1	1	5	5	6	7	5	5	5	6	5
DICKITE	6	6	7	6	6	6	6	6	5	5	4	3	3	3	3
DIOPSIDE	7	6	5	7	7	8	8	8	9	9	8	8	8	8	3
DOLOMITE	5	6	6	6	6	6	4	5	4	3	2	2	2	2	2
ENSTATITE	7	7	7	0	0	0	1	0	0	3	2	2	2	8	9
EPIDOTE	9	9	8	9	9	9	9	9	8	8	9	9	8	8	4
FAYALITE	8	7	6	5	1	0	7	6	7	8	7	7	7	8	8
FERROAXINITE	7	9	9	8	9	8	4	2	1	1	1	1	0	0	0
FLUORITE	3	6	7	6	7	7	5	6	5	5	6	6	6	6	7
FORSTERITE	2	2	2	2	3	4	3	3	3	4	4	5	5	5	7
GAHNITE	0	0	2	6	8	9	0	0	0	0	0	0	0	0	1
GALENA	0	1	1	0	1	1	1	2	2	2	2	3	4	4	8
GIRRSITE	2	2	3	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1
GLAUBERITE	5	5	5	5	6	6	5	5	6	6	6	6	6	6	7
GLAUCONITE	1	0	0	0	0	0	0	1	1	6	6	7	8	9	9
GLAUCOPHANE	1	1	1	6	7	9	9	9	9	9	9	9	9	9	5
GOETHITE	9	9	9	9	9	9	9	9	8	8	9	9	9	8	7
GRAPHITE	1	1	2	3	6	7	6	7	7	7	7	7	7	8	9
GRASS (SENESCENT)	8	9	9	9	9	9	8	8	7	5	7	7	6	3	3
GRASS (VIGOROUS)	9	5	0	9	9	9	9	9	9	1	8	8	8	1	1
GROSSULAR	6	6	7	6	6	4	5	6	5	5	5	5	4	4	5
GYPNUM	2	2	3	2	2	2	0	1	1	1	0	1	1	1	2
HALITE	3	3	3	3	3	3	3	3	4	4	5	5	5	5	7
HEMATITE	9	9	9	9	9	9	9	9	7	6	9	9	7	6	8
HEMIMORPHITE	3	3	3	3	3	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1
HOWLITE	4	4	4	3	3	3	1	1	1	1	1	0	1	1	1
HYDROXYAPOPHYLLITE	2	2	2	1	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
HYPERSTHENE	6	6	7	4	3	1	5	5	3	6	6	6	6	7	9
ICE	1	2	1	1	1	2	1	2	2	2	2	2	2	2	4
ILLITE	7	8	8	8	8	9	8	8	8	8	8	8	8	7	6
JAROSITE	9	9	9	9	9	6	9	9	8	9	9	9	8	8	3
JOHANNSENITE	6	7	7	7	8	8	9	9	9	9	9	9	9	9	9
KAOLINITE	4	5	5	5	5	5	4	4	4	3	2	3	3	3	3
KERNITE	2	3	3	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	2
LABRADORITE	6	6	6	5	4	2	2	1	1	2	4	4	3	4	8
LEPIDOLITE	8	7	7	6	3	1	6	6	6	7	3	2	2	2	1
MAGNESIOCHROMITE	1	1	1	1	2	6	2	2	3	2	2	2	3	3	4
MAGNESITE	6	6	5	5	5	5	2	2	2	2	2	1	2	2	3
MAGNETITE	1	1	2	1	1	1	4	6	6	7	6	7	7	8	9
MALACHITE	0	0	0	0	0	0	1	2	9	9	2	4	9	9	8
MICROCLINE	8	8	8	8	7	6	7	6	6	6	7	6	6	5	5
MIMETITE	9	9	9	9	8	7	8	7	5	4	8	6	5	4	5

جدول الف-٢) ادامه

Material Name	TM Spectral Ratios														
	2,1	3,1	3,2	4,1	4,2	4,3	5,1	5,2	5,3	5,4	7,1	7,2	7,3	7,4	7,5
TITANITE	8	8	8	8	8	8	6	3	2	1	6	5	4	3	8
TOPAZ	1	2	1	2	3	5	3	4	4	5	1	2	2	2	2
TOURMALINE	0	0	2	2	6	8	5	6	7	6	8	9	9	9	9
TREMOLITE	5	5	5	4	3	2	4	5	4	5	3	3	3	3	3
TRIPHYLITE	4	7	9	0	0	0	0	0	0	1	8	8	8	9	9
TRONA	6	6	6	6	6	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TSCHEMIGITE	2	2	2	1	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ULEXITE	3	3	3	2	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VERMICULITE	8	8	8	8	7	7	8	7	7	7	8	7	7	7	5
VESUVIANITE	8	8	7	7	6	6	6	6	6	6	3	2	2	2	1
WITHERITE	5	5	5	5	6	6	5	5	5	4	4	3	4	4	4
WOLLASTONITE	3	3	3	2	2	2	2	2	2	3	3	4	4	4	6
ZINCITE	3	3	2	2	2	3	2	3	3	3	4	4	4	5	6
ZIRCON	8	9	9	9	9	9	8	8	8	7	9	8	8	7	6

جدول الف-۳) کدهای نسبت لندست MSS (کانیها، پوشش گیاهی و برف). اندازه ذرات

مشابه جدول الف-۱.

Material	MSS Spectral Ratios					
	R(5,4)	R(6,4)	R(6,5)	R(7,4)	R(7,5)	R(7,6)
ACTINOLITE	0	0	4	1	4	4
ALBITE	4	4	3	2	1	1
ALBITE TS	4	4	4	2	1	1
ALMANDINE GARENT	9	9	9	9	7	0
ALUNITE	8	8	7	7	7	5
AMBLYGONITE	4	4	4	4	4	5
ANALCIME	5	5	5	5	5	4
ANATASE, SYNTHETIC	2	2	2	3	3	3
ANDESINE	4	4	4	2	2	1
ANGLESTE	7	7	8	8	8	8
ANHYDRITE	6	7	8	7	8	7
ANORTHITE	4	3	1	1	1	1
ANTHOPHYLLITE	2	0	0	0	0	0
ANTLERITE	0	0	0	0	0	7
APATITE	0	0	1	6	8	9
APHTHALITE	4	4	4	4	4	4
ARSENOPYRITE	4	5	5	5	5	5
ATACAMITE	0	0	0	0	8	9
AUGITE	0	0	0	0	0	6
AZURITE	0	0	0	0	7	9
BARITE	3	3	4	4	4	4
BERYL	0	0	0	0	0	8
BIOTITE	6	6	7	7	8	9
BORAX	2	1	1	1	1	1
BORNITE	3	7	9	9	9	9
BRUCITE	6	6	1	3	1	0
BUDDINGTONITE	8	8	8	8	8	8
BYTOWNITE	4	4	4	4	3	2
CALCITE	4	4	5	3	2	1
CASSITERITE	2	3	5	5	6	7
CELESTITE	3	5	7	5	7	6
CERUSSITE	4	4	4	5	4	5
CHABAZITE	4	4	5	4	4	4

جدول الف-٣) ادامه

Material	MSS Spectral Ratios					
	R(5,4)	R(6,4)	R(6,5)	R(7,4)	R(7,5)	R(7,6)
CHALCOPYRITE	8	7	5	7	6	7
CHLORITE	0	0	0	0	2	7
CLINOZOISITE	9	8	7	8	7	7
COLEMANITE	3	3	3	3	2	2
COLUMNNITE	1	1	2	5	6	7
CONIFER (AVE.)	9	9	9	9	9	9
COOKEITE	7	6	5	6	5	5
CORDIERITE	6	6	7	0	0	0
CORRENSITE	8	8	8	8	8	8
CORUNDUM, SYNTHETIC	2	1	2	2	2	2
CRISTOBALITE	5	4	4	4	3	3
CRYOLIT	2	2	2	3	3	4
CUMMINGTONITE	2	1	1	1	2	2
DICKITE	7	6	6	6	6	6
DIOPSIDE	6	7	8	6	6	2
DOLOMITE	6	6	6	6	5	5
ENSTATITE	7	0	0	0	0	2
EPIDOTE	8	8	9	9	9	8
FAYALITE	7	4	0	1	0	0
FERROAXINITE	9	9	9	7	1	0
FLUORITE	6	7	7	7	7	6
FORSTERITE, SYNTHETI	2	2	3	3	3	4
GAHNITE	0	6	9	8	9	9
GALENA	1	1	1	1	1	1
GIBBSITE, SYNTHETIC	2	2	2	2	2	3
GLAUBERITE	5	5	6	6	6	6
GLAUCONITE	0	0	0	0	0	0
GLAUCOPHANE	1	3	7	7	9	9
GOETHITE	9	9	9	9	9	8
GRAPHITE	1	3	7	6	7	8
GRASS (SENESCENT)	9	9	9	9	9	8
GRASS (VIGOROUS)	9	9	9	9	9	9
GROSSULAR GARENT	6	6	6	6	6	5
GYPSUM	3	2	2	2	2	2

جدول الف-۳) ادامه

Material	MSS Spectral Ratios					
	R(5,4)	R(6,4)	R(6,5)	R(7,4)	R(7,5)	R(7,6)
HALITE	3	3	3	3	3	4
HEMATITE	9	9	9	9	9	8
HOWLITE	4	3	3	3	2	3
HYDROXYAPOPHYLLITE	2	2	2	2	2	2
HYPERSTHENE	6	6	6	6	7	7
ICE	1	1	1	1	2	2
ILLITE	8	8	8	8	9	8
JAROSITE	9	9	8	9	8	6
JOHANNSENITE	7	7	7	8	8	8
KAOLINITE	5	5	5	5	5	4
KERNITE	3	2	2	2	2	2
LABRADORITE	6	5	5	1	0	0
LEPIDOLITE	7	6	3	4	1	0
MAGNESIOCHROMITE	1	1	4	4	6	6
MAGNESITE	5	5	4	5	4	4
MAGNETITE	1	1	0	1	1	2
MALACHITE	0	0	0	0	0	9
MICROCLINE	8	7	6	7	6	6
MIMETITE	9	8	7	8	7	7
MONTEBRASITE	3	3	3	3	4	4
MONTMORILLONITE	5	5	4	4	4	4
MUSCOVITE	7	7	6	7	6	5
NATROJAROSITE	9	9	6	8	5	3
NATROLITE	4	4	3	4	4	4
NEPHELINE	3	3	3	4	5	5
NONTRONITE	8	8	7	8	7	6
OLIGOCLASE	3	3	3	3	3	3
ORTHOCLASE	4	4	3	4	3	3
PALYGORSKITE	5	5	5	5	5	5
PERICLASE	2	2	2	2	3	3
PLUMBOJAROSITE	9	9	8	9	6	2
PREHNITE	2	3	4	3	3	3
PYRITE	6	5	1	2	1	0
PYROLUSITE	1	1	1	2	4	6

جدول الف-٣ ادامه

Material	MSS Spectral Ratios					
	R(5,4)	R(6,4)	R(6,5)	R(7,4)	R(7,5)	R(7,6)
PYROPHYLLITE	7	7	6	7	7	7
PYRRHOTITE	8	8	8	8	8	8
QUARTZ, SMOKY	6	7	8	8	8	8
REALGAR	9	9	9	9	9	7
RHODOCHROSITE	7	7	6	6	5	3
RHODONITE	9	8	8	1	0	0
RIEBECKITE	0	1	5	7	8	9
RUTILE	7	8	9	8	9	9
SANIDINE	7	6	6	6	5	5
SAPONITE	5	5	5	5	4	3
SCHEELITE	8	7	6	7	6	6
SCORODITE	9	9	8	9	9	9
SEPIOLITE	5	6	5	5	5	4
SERPENTINE	5	3	1	4	4	6
SIDERITE	9	8	5	0	0	0
SILLIMANITE	7	6	6	6	6	6
SMITHSONITE	2	0	0	0	0	0
SNOW (COARSE)	1	0	0	0	0	0
SNOW (FINE)	1	1	1	1	0	1
SNOW (FROST)	1	1	1	1	1	1
SODALITE	6	9	9	9	9	9
SPHALERITE	8	9	9	9	9	9
SPODUMENE	5	5	5	5	5	6
STIBNITE	0	9	9	9	9	9
STILBITE	5	4	3	4	3	2
STRONTIANITE	5	5	5	5	5	5
SULFUR	6	5	2	5	3	3
TALC	1	0	0	0	1	1
TINCALCONITE	3	3	2	2	2	2
TITANITE	8	8	8	7	7	1
TOPAZ	1	2	3	3	4	5
TOURMALINE	0	1	7	6	8	8
TREMOLITE	4	4	4	3	2	1
TRIPHYLITE	8	8	8	0	0	0

جدول الف-۳) ادامه

Material	MSS Spectral Ratios					
	R(5,4)	R(6,4)	R(6,5)	R(7,4)	R(7,5)	R(7,6)
TRONA	6	6	6	6	6	5
TSCHERMIGITE	2	2	1	1	1	1
ULEXITE	3	2	2	2	2	1
VERMICULITE	8	8	7	8	7	7
VESUVIANITE	7	7	7	7	7	7
WITHERITE	5	6	6	6	5	5
WOLLASTONITE	3	2	2	1	1	1
ZINCITE	2	2	2	2	3	3
ZIRCON	9	9	9	9	8	0

جدول الف-۴) محدوده‌های فوقانی کدهای روشنایی و نسبت لندست TM و MSS.

Brightness	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Code										
TM band 1	5.635	9.92	14.81	30.61	45.48	57.22	68.06	76.49	86.69	100
TM band 2	6.415	12.56	19.07	31.84	52.67	64.71	72.74	80.05	88.35	100
TM band 3	5.37	10.63	26.87	42.77	55.81	69.88	75.31	83.47	89.33	100
TM band 4	5.535	13.09	33.62	48.56	59.82	71.3	76.54	83.14	89.84	100
TM band 5	10.89	17.08	30.99	46.85	57.55	64.05	70.63	77.46	81.93	100
TM band 7	6.445	12.26	22.96	32.53	41.01	55.19	62.7	67.34	72.97	100
MSS band 1	6.04	11.83	18.17	32.19	50.88	64.6	71.88	79.45	87.58	100
MSS band 2	5.44	10.74	26.95	42.49	55.61	69.23	74.95	83.14	89.46	100
MSS band 3	5.31	13.28	32.43	46.92	58.85	71.04	76.73	82.68	90.3	100
MSS band 4	6.205	14.64	31.04	50.34	60.44	71.55	76.6	83.02	89.27	100
Ratio Code	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
TM R2,1	0.947	0.998	1.012	1.028	1.049	1.066	1.142	1.216	1.327	3.227
TM R3,1	0.894	0.967	1.013	1.041	1.076	1.105	1.225	1.367	1.614	8.304
TM R3,2	0.95	0.994	1.002	1.014	1.026	1.038	1.087	1.133	1.236	2.573
TM R4,1	0.873	0.993	1.015	1.068	1.089	1.15	1.296	1.541	2.265	9.776
TM R4,2	0.892	0.979	1.003	1.02	1.039	1.078	1.0151	1.302	1.638	6.648
TM R4,3	0.911	0.972	0.992	1.003	1.012	1.028	1.05	1.113	1.204	8.947
TM R5,1	0.506	0.865	0.933	1.056	1.151	1.28	1.62	2.007	3.366	12
TM R5,2	0.484	0.863	0.956	1.018	1.069	1.163	1.365	1.776	2.502	6.667
TM R5,3	0.452	0.808	0.949	0.999	1.039	1.105	1.245	1.598	2.382	8.526
TM R5,4	0.47	0.776	0.951	0.992	1.019	1.063	1.172	1.331	1.749	10.09
TM R7,1	0.336	0.65	0.848	0.959	1.014	1.174	1.414	1.935	2.611	12.09
TM R7,2	0.33	0.643	0.797	0.906	0.977	1.079	1.242	1.644	2.353	12.89
TM R7,3	0.256	0.553	0.779	0.872	0.946	1.02	1.187	1.538	2.095	13.16
TM R7,4	0.229	0.453	0.856	0.829	0.932	0.998	1.169	1.39	1.916	11.84
TM R7,5	0.429	0.61	0.734	0.811	0.864	0.936	0.982	1.01	1.09	5.11
MSS R5,4	0.955	0.995	1.005	1.022	1.036	1.053	1.098	1.161	1.32	2.26
MSS R6,4	0.934	0.994	1.01	1.029	1.047	1.077	1.154	1.305	1.623	4.972
MSS R6,5	0.996	0.995	1	1.007	1.013	1.027	1.051	1.096	1.186	3.742
MSS R7,4	0.894	0.965	0.999	1.021	1.057	1.105	1.188	1.421	1.657	8.334
MSS R7,5	0.915	0.964	0.992	1.008	1.027	1.056	1.084	1.193	1.346	6.224
MSS R7,6	0.938	0.975	0.989	1.002	1.013	1.026	1.053	1.09	1.212	2.354

پیوست ب

جدول ب-۱) توصیف سنگهای آذرینی که طیف اندازه گیری شده آنها در فصل دوم نشان داده شده است (وینسنت، ۱۹۹۷).

عنوان مشخصه	محل	توصیف نمونه دستی	توصیف پتروگرافی
ریولیت	تپه پنسیلوانیا، نزدیک رزینا، کاستر، کلرادو	یک سنگ ریولیتی پورفیری، لایه دار، قرمز با فنوکریستهای کوچک (کوچکتر از یک میلیمتر) با اندازه های متغیر.	زمینه شیشه ای، میکرولیتی و اسفرولیتی است. فنوکریستها به ترتیب فراوانی از سایندین، پلاژیوکلاز (الیگوکلاز) بیوتیت و کوارتز تشکیل می شود. کانیهای فرعی آپاتیت و مگنتیت هستند.
گرانیت	کوههای سانتارینا، آریزونا	سنگ خاکستری، ریزدانه که از دانه های فلدسپار تشکیل شده که بعضی از آنها دارای مراکز قرمز یا صورتی هستند. کوارتز و مقادیر کمی بیوتیت دیگر متشکلین این سنگ هستند. بعضی از فلدسپارها پرتیتی می باشند.	این سنگها بافت دانه ای نیمه شکلدار دارند. ارتوکلاز و پلاژیوکلاز ۹۳ درصد سنگ را تشکیل می دهند. کوارتزهای بی شکل خاموشی موجی متوسط تا قوی دارند. ارتوکلازهای بی شکل کمی کائولینیتی هستند. حضور پرتیت در ارتوکلاز معمول است و مقدار آلبیت آن ۸ درصد می باشد. پلاژیوکلاز اغلب سریستی است و بیوتیت کاملاً به کلریت تجزیه شده است. این نمونه ها دارای ۴۰/۴ درصد ارتوکلاز، ۳۸/۵ درصد کوارتز، ۱۹/۷ درصد پلاژیوکلاز، ۱/۱ درصد بیوتیت و ۰/۳ درصد مگنتیت است. در این مقطع نازک کربنات دیده نمی شود ولی طیف آنها و آنالیز شیمیایی، حضور مقادیر کمی کربنات را تأیید می کند.

جدول ب-۱) ادامه.

عنوان مشخصه	محل	توصیف نمونه دستی	توصیف پتروگرافی
آندزیت	سایتان	نمونه ابعاد ۴×۳ سانتیمتر دارد و سطح هوازدی آن قهوه‌ای و سطح تازی آن خاکستری است. نمونه پرفیری است و فنوکریست‌ها ۳۰-۲۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. زمینه شیشه‌ای و میکروکریستالین است. فنوکریست‌ها کوچکتر از یک میلیمتر هستند و از پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانیهای تیره تشکیل می‌شوند که کانیهای پیروکسن فراواتر از پلاژیوکلاز است.	نمونه دارای ۲۶/۷۵ درصد پلاژیوکلاز، ۸/۵ درصد اوزیت، ۱/۰۵ درصد مگنتیت، ۰/۹۵ درصد هیپرستن و ۶۲/۷۵ درصد زمینه است. زمینه از لابرادور، اوزیت، هیپرستن، مگنتیت، ایلمنیت، تری‌دیمیت بصورت کانیهای مجزا و لکه‌های کوچک هم‌رشدی کوارتز دانه‌ای و کالسدوئن، آنورتوکلاز و شیشه دویتره‌شده تشکیل می‌شود.
دیوریت	نزدیک آزوسا، لس‌آنجلس	یک سنگ خاکستری ریزدانه مرکب از پلاژیوکلاز، کانیهای مافیک و بیوتیت بصورت فرعی.	یک سنگ نیمه‌شکلدار با فولیاسیون نسبتاً خوب که در نتیجه جهت‌یابی تقریباً موازی هورنبلند سبز که بطور بخشی توسط بیوتیت جایگزین شده، حاصل می‌شود. پلاژیوکلاز بی‌شکل زون‌بندی تدریجی داشته و ماکل کارلسباد و آلبیتی دارند. هسته اکثر فلدسپارها سریستی شده و بعضی از آنها بطور کامل توسط سریست دربرگرفته شده‌اند. اپیدوت فراواترین کانی فرعی و بعد از آن آپاتیت می‌باشد. آنالیز مودال نشان می‌دهد که نمونه از ۵۱ درصد پلاژیوکلاز، ۳۹ درصد هورنبلند، ۳/۴ درصد بیوتیت، ۰/۸ درصد ائیدوت و مابقی از سریست تشکیل می‌شود.

جدول ب-۱) ادامه.

عنوان مشخصه	محل	توصیف نمونه دستی	توصیف پتروگرافی
بازالت	سنگی از تنوره آتشفشان، سامرست، نیوجرسی	یک سنگ سبز تا مشکی آفانیتیک	فئوکریست‌های کوچک اوژیت (بعضاً گلمرو پرفیریتیک) در خمیره‌ای از لابرادور، کلینوپیروکسن دانه‌ای و شیشه تیره که بین کانیها را پر کرده، قرار دارند. شیشه به کلریت غنی از آهن قهوه‌ای رنگ تجزیه شده است. نمونه از ۳۱ درصد فلدسپار، ۳۰ درصد پیروکسن، ۳۱ درصد زمینه، ۰/۲ درصد کانی تیره و ۷/۸ درصد کانیهای تجزیه‌ای تشکیل شده است.
گابرو	اسکاندیدو، سانتیاگو، کالیفرنیا	یک سنگ دانه متوسط خاکستری تیره مرکب از پلاژیوکلاز، یک کانی تیره و کانیهای تیره بصورت فرعی می‌باشد.	یک سنگ با دانه‌های هم‌اندازه و نیمه‌شکلدار مرکب از پلاژیوکلاز نیمه‌شکلدار با ماکل آلیت، کارلسباد و زون‌بندی تدریجی می‌باشد. پیروکسن سبز و پیروکسن بی‌رنگ بصورت هم‌رشدی وجود دارند. هورنبلند سبز و کانیهای تیره بی‌شکل کانیهای فرعی سنگ هستند و سنگ در مجموع از ۶۶ درصد پلاژیوکلاز، ۲۸ درصد پیروکسن و ۶ درصد کانی تیره تشکیل می‌شود.
دونیت	نزدیک بالزام، استان جکسون، کالیفرنیا شمالی	یک سنگ خاکستری ریزدانه تا دانه متوسط متشکل از الیون و کانیهای تیره (کرومیت؟). یک پوشش هوازده قهوه‌ای سطح نمونه را گرفته است.	الیونیه‌ای بی‌شکل بافت موزائیکی دارند و در طول شکستگیها سرپانتین حاصل از تجزیه الیونیه‌ها وجود دارد. کرومیت بصورت پراکنده و نیمه‌شکلدار در متن سنگ قرار دارد. آنالیز مدال نشان می‌دهد که سنگ از ۸۹ درصد الیون، ۸ درصد سرپانتین و ۳ درصد کانیهای تیره ساخته شده است.

جدول ب-۱) ادامه.

عنوان مشخصه	محل	توصیف نمونه دستی	توصیف پتروگرافی
آهک فسیلی	نزدیک الیزابت تاون، استان اسکس، نیویورک	نمونه دستی از پلاژیوکلازهای کشیده خاکستری تیره و فلدسپارهای سبز-آبی دانه‌ای در زمینه تشکیل شده که کانیهای تیره با اندازی ۳-۱ میلی‌متر در متن سنگ پراکنده هستند. آنورتوزیت مارسی که این نمونه از آن برداشته شده است در مقاله بودینگون، ۱۹۳۸، سنگهای آذرین آدیرونداک و دگرگونی آن در مقالات انجمن زمین‌شناسی آمریکا، شماره ۷، صفحات ۳۳-۱۹ و ۲۵۹-۲۵۸، توصیف شده است.	نمونه بسیار درشت‌دانه از پلاژیوکلاز بی‌شکل (۹۶ درصد) تشکیل شده و بخشهایی از آن بافت ساروجی دارند. پلاژیوکلازهای زمینه از نوع کانیهای خمیره‌ای هستند. آمفیبولهای بی‌شکل (۰/۶ درصد) و کانیهای تیره (۰/۷ درصد) در متن سنگ پراکنده هستند. هیچ اثری از کلسیت در سنگ دیده نمی‌شود ولی طیف آن دقیقاً مشخصات کربنات را نشان می‌دهد.

جدول ب-۲) توصیف سنگهای رسوبی که طیف بازتابندگی آنها در فصل دوم نشان داده شده است (هانت و سالیسبوری ۱۹۷۶a).

عنوان مشخصه	توصیف
آهک فسیلی	نمونه از خمیره کربناته همگن ریزبلور تشکیل شده که لکه‌های پراکنده قرمز-قهوه‌ای در سنگ پراکنده هستند. مقدار فسیل (دوکف‌ایهای کوچک اولیه) خیلی زیاد و همراه با آهک متبلور شده هستند. بعضی از دوکف‌ایها ساختمان ورقه‌ای نشان می‌دهند. در مقطع سنگ مقدار کمی کوارتز دیده می‌شود.

عنوان مشخصه	توصیف
آهک دولومیتی	این نمونه ناهمگن بوده و از نوارهای ریزدانه تا بسیار ریز بلور دولومیت خالص و متناوب با نوارهای دولومیتی درشت‌تر تشکیل می‌شود که در آن بلورهای جهت‌دار کوارتز که نشان‌دهندی انحلال فشاری هستند، دیده می‌شود. مواد سبز-قهوه‌ای (رس) به مقدار کم در نمونه پراکنده است.
شیل فسفاته	این نمونه از الیت‌های سفید تا قهوه‌ای از مواد فسفاته به اندازه‌ی ۱/۵-۰/۵ میلی‌متر تشکیل می‌شود. در مقیاس میکروسکوپی این مواد کلوفان (کلسیم کربونوفسفات بی‌شکل، زرد قهوه‌ای و ایزوتروپ) به شکل الیت و دارای زون‌بندی هستند. دانه‌های کوارتز ریزدانه زاویه‌دار تا نیمه‌زاویه‌دار در نمونه پراکنده و اکثراً در هسته‌ی الیت‌ها قرار دارند و در بعضی محلها بصورت لکه، سیلیس‌تلور مجدد یافته است. سنگ دارای تخلخل کمی است و مواد کربناته در مرکز و حاشیه‌ی اکثر الیت‌ها وجود دارد.
شیل سیاه	این نمونه بسیار شبیه به نمونه شماره ۳۸۸ است و در خمیره رس بیشتر و روزنه‌دار کمتر است (اکثراً تک‌ردیفی و بعضاً دوردیفی و پیچشی هستند). در زمینه کوارتز بیشتر از کربنات است و کانیهای تیره و مواد کربناته حضور دارند.
سیلستون	این نمونه دارای تورق و خطوطاره است و از رس قهوه‌ای و ذرات کوارتز خیلی ریز (تقریباً هم‌اندازه) که به موازات کانی دیگری (فلدسپار) کشیده هستند، تشکیل شده است. لکه‌های فراوان و عدسی‌های ناپیوسته کربناته و مواد کدر به مقدار فراوان وجود دارند.

جدول ب-۲) ادامه.

توصیف	عنوان مشخصه
<p>این نمونه دارای خمیره ریز بلورین کوارتز، کربنات و احتمالاً رس می‌باشد. نواحی نامنظم کربنات و کوارتز بزرگ و بی‌شکل با دانه‌های مسکویت، گلوکونیت و بیوتیت سبز در سنگ وجود دارد.</p>	<p>سیلتستون خاکستری تیره</p>
<p>یک ماسه‌سنگ ریزدانه با جورشدگی خوب و تخلخل کم با تراکم خوب می‌باشد. دانه‌های کوارتز گردشده و تقریباً گردشده با مواد آهندار پوشیده شده‌اند و به‌مراه سریسیت خمیره ناقصی را تشکیل می‌دهند. دانه‌های کوارتز آثار تنش نشان نمی‌دهند و مقادیر کمی ادخال سیال دارند. مقادیری از میکروکلین و نواحی از ته‌نشست مجدد سیلیس وجود دارد.</p>	<p>ماسه‌سنگ قرمز</p>
<p>نمونه نسبتاً جورشده و ریزدانه با تخلخل کم است. دانه‌های کوارتز کاملاً گردشده و یا کمی گردشده هستند و دارای کمی ادخال سیال و پوشش مواد آهندار هستند. اثراتی از میکروکلین و دانه‌های کربناته و کانیهای تیره به‌مراه مواد آهندار بر روی دانه‌های کوارتز وجود دارد. دانه‌های کوارتز با سیلیس حاصل از رشد ثانوی (کالسدونی) سیمان شده‌اند و شبه‌کانیهای کربناتی‌ثانویه در بعضی از حفره‌ها وجود دارد.</p>	<p>ماسه‌سنگ آרקوزی</p>

جدول ب-۳) توصیف سنگهای دگرگونی که طیف بازتابندگی اندازه گیری شده آنها در فصل دوم نشان داده شده است (وینسنت، ۱۹۹۷).

عنوان مشخصه	توصیف
مرمر سفید	این سنگ از کربنات درشت دانه، دانه‌های کوارتز نیمه گرد شده، کوچک و پراکنده و ترمولیت نیمه شکلدار بصورت کانی فرعی که در چند نقطه به تالک تجزیه شده، تشکیل شده است.
مرمر سرپانتینی	این نمونه از کربنات بی شکل درشت دانه به همراه نواحی متعددی از سرپانتین (احتمالاً بروسیت $Mg(OH)_2$ ، حداقل در مقیاس پروب) بعنوان یک کانی حاصل از تجزیه- واکنش کربنات تشکیل می شود. دانه‌های بی شکل و پراکنده موتی سلیت، ترمولیت و فلوگوپیت به همراه تعدادی دانه‌های ایدیوکراز(?) در مقطع نازک این سنگ وجود دارد.
آلبیت گنایس	این سنگ درشت دانه تنش برشی را تا حدی تحمل کرده که بافت خمیره‌ای در آن تشکیل شده است. اکثر آلبیت‌های نیمه شکلدار (اغلب به همراه پرتیت) شواهدی از تغییر شکل شکننده نشان می دهند، در صورتیکه دیگر نواحی تبلور مجدد یافته‌اند. علاوه بر این کانی، مسکویت شکلدار (ثانویه نسبت به تغییر شکل) وجود دارد و مسکویت‌های اولیه بزرگتر در جسمهای متورق یا نوارهای در طول نمونه، کاملاً به سریسیت تبدیل شده‌اند. از نظر مودال سنگ از ۶۷ درصد آلبیت و ۳۳ درصد مسکویت تشکیل می شود.

جدول ب-۳) ادامه.

توصیف	عنوان مشخصه
<p>یک کوارتزیت دانه متوسط، از دانه‌های کوارتز هم‌اندازی نیمه‌گردشده و سیلیس ثانوی (کالسدونی) و ته‌نشست کوارتز تشکیل می‌شود که بعضی وقتها کالسدونی شکل کاذب دانه‌های کوارتز را دارد. این دانه‌های کوارتز دارای ادخالهای سیال فراوان هستند و اغلب تحت فشار قرار گرفته و اثرات انحلال فشاری نشان می‌دهند. مواد فریک (بعلاوه رس ؟) در نمونه پراکنده هستند و باعث رنگ قرمز سنگ می‌شوند. اثراتی از زیرکن و مقادیر کمتری از تورمالین (آواری)، مقادیر کمی دانه‌های کدر کربن‌دار در مقطع نازک این سنگ وجود دارند. آنالیز مودال نشان می‌دهد که این سنگ از ۹۰/۴ درصد کوارتز، ۶/۹۶ درصد مسکویت، ۱/۷۴ درصد کانی کدر و ۰/۹۴ درصد دیگر کانیها تشکیل شده است.</p>	<p>کوارتزیت صورتی</p>
<p>یک سنگ خاکستری روشن نواری است. سنگی ریزدانه تا میکروکریستالین است و از کربنات، کوارتز، فلدسپار و رس تشکیل می‌شود. دانه‌های کربنی فراوانی در نوارهای پراکنده در مقطع نازک این سنگ، پخش شده‌اند.</p>	<p>اسلیت خاکستری</p>
<p>یک نمونه دانه متوسط است که توسط رگه‌هایی قطع شده است. در مقیاس میکروسکوپی از مقادیر نسبتاً برابر اکتینولیت و آلبیت مجدداً متبلور شده تشکیل می‌شود. زمینه از کلریت و کربنات، که در رگه‌ها فراوانتر است، و از پیریت بصورت پراکنده تشکیل شده است. آنالیز مودال نشان می‌دهد که نمونه از ۵۹/۳ درصد آمفیبول، ۲۵/۷ درصد آلبیت، ۱۰/۸ درصد کلریت، ۳ درصد کلسیت و ۱/۰ درصد پیریت تشکیل شده است.</p>	<p>اسلیت سبز</p>

جدول ب-۳) ادامه.

عنوان مشخصه	توصیف
شیست سبز	<p>یک نمونه دانه متوسط تا درشت است و دارای کانیهای ترمولیت- اکتینولیت و تالک می‌باشد. در مقیاس میکروسکوپی، آمفیبولها به دلیل نداشتن رنگ سبز مشخص اکتینولیت- ترمولیت می‌باشند. این کانی کاملاً به تالک تجزیه شده و علاوه بر آن کوارتز و کربنات، بعنوان محصول تجزیه‌ای، بهمراه کانیهای کدر در متن سنگ حضور دارند. احتمالاً پلاژیوکلازهای کاملاً تجزیه شده نیز حضور دارند. آنالیز مدال نشان می‌دهد که سنگ از ۵۰/۶ درصد تالک، ۳۸ درصد آمفیبول، ۵/۴ درصد کوارتز، ۳/۶ درصد کلسیت و ۲/۴ درصد پلاژیوکلاز تشکیل می‌شود.</p>
گرافیت شیست	<p>این سنگ از نوارهای درشت و نامنظم مواد قهوه‌ای، خرمایی و خاکستری تشکیل می‌شود. در مقیاس میکروسکوپی، دانه‌های ریزتر کلسیت احاطه شده و به دام افتاده در یک شبکه از نوارهای گرانیت و رگه‌ها، وجود دارد. همچنین دانه‌های کلسیت مجدداً متبلور شده بزرگتری وجود دارد که با گرانیت همراه نیستند. آنالیز مودال نشان می‌دهد که سنگ از ۶۲/۵ درصد کلسیت و ۳۷/۵ درصد گرانیت تشکیل شده است.</p>

پیوست ج

واژه نامه

A

- Absorption band باند جذبی
- Absorption coefficient ضریب جذب
- Advanced Space born thermal emission and reflection radiometer (ASTER) پرتوسنج گسیل حرارتی و بازتابی فضانورد پیشرفته
- Advanced very high resolution radiometer (AVHRR) پرتوسنج با قدرت تفکیک بسیار بالا پیشرفته
- Aerosols آئروسولها
- Airborne Imaging Spectrometer (AIS) طیف‌سنج تصویربردار هوانورد
- Airborne Thematic Mapper (ATM) نقشه‌بردار موضعی هوابرد
- Airborne Visible / IR Imaging spectrometer (AVIRIS) طیف‌سنج تصویربردار مرئی - فروسرخ هوابرد
- Albite آلبیت
- Alunite آلونیت
- Ammoniated minerals کانیهای آمونیم‌دار
- Andesite آندزیت
- Angle of incidence زاویه برخورد
- Angle of reflection زاویه بازتاب
- Anhydrite انیدریت
- Ankerite آنکریت
- Anorthite آنورتیت
- Anorthosite آنورتوزیت
- Antractica قطب جنوب
- Apatite آپاتیت

- Cyanide سیانید

D

- Dark object شیء تیره
- Digital Elevation Model (DEM) مدل ارتفاعی رقومی
- Diamond الماس
- Dichroic Mirror آئینه دو فام
- Diffuse reflectance بازتابندگی منتشره
- Digital Number (DN) عدد رقومی
- Digital orthophoto ارتوفتورقومی
- Digital photogrammetry فتوگرامتری رقومی
- Diorite دیوریت
- Directional Gradient Enhancement آشکارسازی گرادیان جهتدار
- Dolomite دولومیت
- Dunite دونیت

E

- Earth Observation System (EOS) سیستم مشاهدی زمینی
- Electric field میدان الکتریکی
- Electromagnetic radiation تابش اکترومغناطیس
- Electronic gain دریافت الکترونیکی
- Electronic offset جابجایی الکترونیکی
- Emittance گسیلندگی
- Epidote اپیدوت
- Epipolar space فضای قطبی
- ERS1 (Earth resource satellite) ماهواری منابع زمینی

F

- False color image تصویر رنگی کاذب
- Fayalite فایالیت
- Feldspar فلدسپار
- Felsix shift جابجایی فلسیک
- Filter صافی
- Flourite فلورین
- Format غالب

- Fracture density چگلی شکستگی
- Fresnel's equation معادله فرسنل

G

- Gabbro گابرو
- Gamma rays پرتوهای گاما
- Gas reservoir مخزن گازی
- Geobotany ژئوبوتانی
- Geochemical cells سلولهای ژئوشیمیایی
- Geographic Information System (GIS) سیستم اطلاعات جغرافیایی
- Geophysical Image تصویر ژئوفیزیکی
- Glacial till تیل یخچالی
- Gneiss گنایس
- Goethite گوتیت
- Gold طلا
- Granite گرانیت
- Ground invariant points نقاط نامتغیر زمینی
- Ground water آب زیرزمینی
- Gypsum ژپس

H

- Haze نزم
- Hematite هماتیت
- Hemispherical reflectance بازتابندگی نیمکره‌ای
- Histogram نمودار ستونی
- Hue سیه فامی
- Hydrocarbon seep تراوش هیدروکربن
- Hydrothermal vent مجرای هیدروترمال
- Hydroxyl هیدروکسیل
- Hyperspectral imaging تصویربرداری ابرطیفی

I

- Ice یخ
- Igneous rocks سنگهای آذرین
- IHS (Intensity-Hue-Saturation) شدت - سیه فامی - اشباعی

- Illite ایلیت
- Index of absorption شاخص جذب
- Industrial mineral کانیهای صنعتی
- ISO2 Clustering algorithm الگوریتم دسته‌بندی iso2

J

- Jarosite جاروسیت
- JERS (Japanese Earth Resources Satellite) ماهواره منابع زمینی ژاپن
- Joints درزه‌ها

K

- Kaolinite کائولینیت
- Karst کارست
- Kimberlite کیمبرلیت
- Kmean approximation تقریب میانگین K

L

- Lambertian surface سطح لامبرتی
- Landslide زمین لغزش
- Laser لیزر
- Lava گدازه
- Lead سرب
- Lignin لیگنین
- Limestone آهک
- Limonite لیمونیت
- Linear array آرایه خطی
- Linear density چگالی خطی
- LIRA (Linear recognition analysis) تجزیه و تحلیل خطی

M

- Mafic مافیك
- Magma ماگما
- Magnetite مگنتیت
- Manganese منگنز
- Marble مرمر

- Maximum likelihood classification طبقه‌بندی حداکثر احتمال
- Metamorphic minerals کانیهای دگرگونی
- Metamorphic rocks سنگهای دگرگونی
- Meteorological satellite (METEOSAT) ماهواره هواشناسی
- Methane متان
- Minimum distance classification طبقه‌بندی حداقل فاصله
- Montmorillonite مونت موریونیت
- Multiple didcriminant analysis آنالیز تشخیص مضاعف
- Multispectral classification طبقه‌بندی چندطیفی
- Multispectral sensor حسگر چندطیفی
- Muscovite مسکویت

N

- Nadir سمت‌النظیر
- Nickel نیکل
- Niobium نیوبوم
- NMOC (Non methane organic compound) مولفه آلی غیرمتان

O

- Oil shale شیل نفتدار
- Olivine الیوین
- Opaque کدر
- Ortho clase ارتوکلاز
- Ozone ازن

P

- Parallax اختلاف‌منظر
- Peridotite پریدوتیت
- Perlite پرلیت
- Phlogopite فلوگوژیت
- Phosphate فسفات
- Photosynthesis فتوسنتز
- Phyllic alteration آلتراسیون فیلیک
- Phytoplankton فیتوپلانکتون

- Plank radiation function تابع تابش پلانک
- Plate tectonics تکنونیک صفحه‌ای
- Polunya پولینیا
- Precious metals فلزات قیمتی
- Principal components مولفه‌های اصلی
- Propylitic alteration آلتراسیون پروپلیتیک
- Pyrite پیریت
- Pyrrhotite پیروتیت

Q

- Quartz کوارتز
- Quartzite کواتزیت

R

- Radar رادار
- Radiometric correction تصحیح رادیومتری
- Rare earth minerals کانیهای نادر خاکی
- Ratio code کد نسبت
- Rayleigh Scattering پراکنش ریلی
- Reflectance بازتابندگی
- Reststrahlen band نوار پرتو باقی مانده
- Rhyolite ریولیت
- Rms (Root means quare)error خطای ریشه میانگین مربعی

S

- Sandstone ماسه‌سنگ
- Scandium اسکاندیوم
- Schist شیست
- Sea surface temperature دمای سطحی دریا
- Swdimentary rocks سنگهای رسوبی
- Sericite سریسیت
- Serpentine سرپانتین
- Shadow سایه
- Silicate minerals کانیهای سیلیکاته
- Siltstone سیلتستون

- Skarn اسکارن
- Slate اسلیت
- Smectite اسمکتیت
- Smithsonite اسمیت زونیت
- Spectral radiance تابش طیفی
- Spectral Signature مشخصی طیفی
- Stereo pair جفت استریو
- Subsidence فرونشینی
- Sulfur گوگرد
- Supervised classification طبقه‌بندی راهنمایی شده
- Surface water runoff هرزآب سطحی

T

- Temporal ratio نسبت زمانی
- Thermal inertia اینرسی حرارتی
- Thermal Infrared radiation تابش فروسرخ حرارتی
- Thorium توریوم
- Titanium تیتانیوم
- Toxic metals فلزات سمی
- Training sets مجموعه‌های آموزشی
- Transition metals فلزات انتقالی
- Transmittance تراگسیلندگی
- Transparent شفاف
- Tremolite ترمولیت

U

- Ultramafic rocks سنگهای اولترامافیک
- Ultraviolet فرابنفش
- Unsuper vised classification طبقه‌بندی راهنمایی نشده
- Uranium اورانیوم

V

- Vanadium وانادیوم
- Vegetation Index شاخص پوشش گیاهی
- Vermiculite ورمیکولیت

-
- Volcanic eruption فوران آتشفشانی
 - Volume reflectance بازتابندگی حجمی

W

- Wetland مرداب
- White marble مرمر سفید

Z

- Zeolite زئولیت
- Zinc روی
- Zirconia زیرکن

References

- ▣ **ABRAMS, M.J.; and SIEGAL, B.S.; 1976;** Detection of Alteration Associated with a Porphyry Copper Deposit in Southern Arizona. JPL technical Memorandum 33-810. Pasadena, Calif.: Jet propulsion Laboratory.
- ▣ **ABRAMS, M.J.; ASHLEY, L.; ROWAN, L.; GOETZ, A.; and KAHLE, A.; 1977:** Mapping of Hydrothermal Alteration in the Cuprite Mining District, Nevada, Using Aircraft Scanner Images for the Spectral Region 0.46 to 2.36 μm . *Geology* 5:713-718.
- ▣ **ABRAMS, M.J.; CONEL, J.E.; and LANG, H.R., 1984.** eds. The Joint NASA/Geosat Test Case Project Final Report, Vol.2, part 2. Tulsa, Okla.: American Association of Petroleum Geologists.
- ▣ **ABRAMS, M.J.; CONEL, J.E.; and LANG, H.R.; 1984:** The Joint NASA/Geosat Test Case Project Final Report, part 2, vol.1, 3-13. available from AAPG Bookstore, Tulsa, OK.
- ▣ **ACKERMAN, F., 1994:** Digital Elevation Models- Techniques and Application, Quality Standards, Development. In Proceedings of the Symposium on Mapping and Geographic Information Systems, Athens, Georgia, vol.30, no.4, 421-432. International Society for Photogrammetry and Remote Sensing.
- ▣ **Alexander, D. 1993:** Natural Disasters. London: University College London Press, Ltd.
- ▣ **ALTANER, S.P.; FITZPATRICK, J.J.; KROHN, M.D.; BETHKE, P.M.; HAYBA, D.O.; GOOS, J.A.; and BROWN, Z.A.; 1988:** Ammonium in Alunites. *American Mineralogist* 73:145-152.
- ▣ **Alvarez, R., and R. Bonifaz. 1994:** Defining Volcanic Field Distributions using LANDSAT TM and DTM Data. In Proceedings of the Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, vol. 1, 359-374. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **ASHLEY, R.P.; and SILBERMAN, M.L.; 1976:** Direct Dating of Mineralization at Goldfield, Nevada, by Potassium-Argon and Fission-Track Methods. *Economic Geology* 71:904-924.

- ▣ **ATKINSON, W.J.; HUGHES, F.E.; and SMITH, C.B.; 1984:** A Review of the Kimberlitic Rocks of Western Australia. In Kimberlites I: Kimberlites and Related Rocks, ed. J. Kornprobst, 195-224. Amsterdam: Elsevier Press.
- ▣ **AVERY, T.E; and BERLIN, G.L.; 1992:** Fundamentals of Remote Sensing and Airphoto Interpretation. 5th ed. New York: Macmillan Publishing Co.
- ▣ **Barazangi, M., and J. Dorman. 1969:** World Seismicity Maps Compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, Epicenter Data, 1961-1967. Bulletin of the Seismological Society of America 59: 369-380.
- ▣ **BATSON, R.M.; EDWARDS, K.; and ELIASON, E.M.; 1975:** Computer-Generated Shaded Relief Images. Journal of Research, U.S. Geological Survey 3, no.4:401-408.
- ▣ **BAUGH, W.M.; and KRUSE, F.A.; 1994:** Quantitative Geochemical Mapping of Ammonium Minerals Using Field and Airborne Spectrometers, Cedar mountains, Esmeraldo County, Nevada. In Proceedings of the Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, vol.2, 304-312. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **Bayasgalan, A., and P. Galsan. 1993:** the Investigation of the Seismogenic Structures with the Help Remote Sensing Data. In Proceedings of the Ninth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, vol. 2, 983-989. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **Berlage, H.P. 1961:** Variations in the General Atmospheric and Hydrospheric Circulation of Periods of a Few Years Duration Affected by Variations of Solar Activity. Annals of the New York Academy of Science 95: 354.
- ▣ **Bhattacharya, A., C.S.S. Reddy, and S.K. Srivastav. 1993:** Remote Sensing for Active Volcano Monitoring in Barren Island, India. In Proceedings of the Ninth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, vol. 2, 993-1003. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **BIRNIE, R.; and FRANCISCA, J.; 1981:** Remote Detection of Geobotanical Anomalies Related to Prophyry Copper Mineralization. Economic Geology, 76(3):637-647.

- ▣ **BORDMAN, J.W.; and KRUSE, F.A.; 1994:** Proceedings of the Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, vol.1, 407-418. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **Bower, F.A., and R.B. Ward, eds. 1982:** Stratospheric Ozone and Man. Boca Raton, Fl: CRC Press.
- ▣ **Brady, B.T., and B.A. Rowell. 1986:** Laboratory Investigation of the Electrodynamics of Rock Failure. Nature 321, 488-492.
- ▣ **Burrough, P.A. 1986:** Principles of Geographical Information Systems for Land Resource Assessment. Oxford, U.K.: Clarendon Press.
- ▣ **Calvalieri, D.J., P. Gloersen, and W.J. Campbell. 1984:** Determination of Sea Ice Parameters with the Nimbus-7 SMMR. Journal of Geophysical Research 89:5355-5369.
- ▣ **Came, and Roobol. 1989:** In Proceedings of the Eighth Thematic Conference Geologic Remote Sensing, vol. 1. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **Cavalieri, D.J., J.P. Crawford, M.R. Drinkwater, D.T. Eppler, L.D. Farmer, R.R. Jentz, and C.C. Wackerman. 1991:** Aircraft Active and Passive Microwave Validation of Sea Ice Concentration from the Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager. Journal of Geophysical Research 96, no. 2: 1989-2008.
- ▣ **Cetis, A., and J.M. Getis. 1982:** Geography. Boston: Houghton Mifflin Co.
- ▣ **Chagarlamudi, P., F.A. Zakir, and M.R. Moufti. 1991:** Application of Aerial Photograph, LANDSAT TM and Radar Images in Delineating Volcanic Features in Harrat Khaybar, Kingdom of Saudi Arabia. In Proceedings of the Eighth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, vol. 1, 613-626. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **CHEN, H.S.; 1985:** Space Remote Sensing Systems, An Introduction. New York: Academic Press.
- ▣ **COLLINS, W.; 1978:** Airborne Spectroradiometer Detection of Heavy-Metal Stress in Vegetation Canopies. 5th IAGOD Symposium, Snowbird, Utah.

- ▣ **COUPLAND, D.H.; and VINCENT, R.K.; 1981:** Automatic Linear Recognition and Analysis Using Computer Program LIRA. In Proceedings of the Fifteenth International Symposium on Remote Sensing of Environment, 499-508. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **CRANE, R.B.; 1971:** Processing Techniques to Reduce Atmospheric and Sensor Variability in Multispectral Sensor Data. In Proceedings of the Environment, 1345-1354. An Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **CRIPPEN, R.E.; 1986:** The Regression Intersection Method of Adjusting Image Data for Band Rationing. In Proceedings of the Fifth Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, vol.1, 407-416. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **CROWLEY, J.K.; and VERGO, N.; 1985:** Visible and Near-Infrared (0.4-2.5 μm) Reflectance Spectra of Selected Mixed-Layer Clays and Related Minerals. Proceedings of the Sixth Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, vol.2, 597-606. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **Cumming, I., and L. Gray. 1989:** Interferometric Radar: A Better Tool for Exploration Geology? In Proceedings of the Seventh Thrmatic Conference on Geologic Remote Sensing, vol. 1, 561-566. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **CURRAN, P.J.; and KUPIEC, J.A., Imaging Spectrometry, 1995:** A New Tool for Ecology. In Advances in Environmental Remote Sensing, ed. F.M. Donson and S.E. Plummer, 71-88. New York: John Wiley & Sons.
- ▣ **CURRAN, P.J.; and KUPIEC, J.A.; 1995:** Imaging Spectrometry: A New Tool for Ecology. In Advances in Environmental Remote Sensing ,eds. F.M. Danson and S.E. Plummer, 71-88. New York: John Wiley & Sons.
- ▣ **CURRAN, P.J.; and KUPIEC, J.A.; 1995:** Imaging Spectrometry: A New Tool for Ecology. Advances in Environmental Remote Sensing, eds. F.M. Danson and S.E. Plummer, 71-88. New York: John Wiley & Sons.

- ▣ **CURRAN, P.J.; and KUPIEC, J.A.; 1995:** Imaging Spectrometry: A New Tool for Ecology. In *Advances in Environmental Remote Sensing*, eds. F.M. Danson and S.E. Plummer, 71-88. New York: John Wiley & Sons.
- ▣ **DEKKER, A.G.; MALTHUS, T.J.; and HOOGENBOOM, H.J.; 1995:** The Remote Sensing of Inland Water Quality. In *Advances in Environmental Remote Sensing*, eds. F.M. Danson and S.E. Plummer, 123-142. New York: John Wiley & Sons.
- ▣ **DERR, V.E.; 1972:** Remote Sensing of the Troposphere, U.S. Dept. of Commerce, NOAA, Catalog No. C55. 602T75, Stock No. C323-0011. (Also found in W.L. Zissis, eds., 1978. *The Infrared Handbook*, 3-113. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.)
- ▣ **DILLMAN, R.; and VINCENT, R.K.; 1974:** Unsupervised Mapping of Geologic Features and Soils in California. *Proceedings of the Ninth Symposium on Remote Sensing of Environment*, 875-895. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **DILLMAN, R.D.; and VINCENT, R.K.; 1974:** Unsupervised Mapping of Geologic Features and Soils in California. In *Proceedings of the Ninth International Symposium on Remote Sensing of Environment*, 2013-2025. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **Drury, S.A.; 1987:** *Image Interpretation In Geology*. ALLEN & UNWIN Pub., 243 p., London.
- ▣ **EARLY, D.S.; and BLAKE, B.H.; 1964:** Infrared Spectra of Gases and Vapors, Spectra No. 4, 7, and 104. Midland, Mich.: Chemical Physics Research Lab, Dow Chemical Company.
- ▣ **EHMAN, W.J.; and VERGO, N.; 1986:** Spectral Discrimination of Zeolites and Dioctahedral Clays in the Near-Infrared. In *Proceedings of the Fifth Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology*, vol.1, 417-425. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **ERTH RESOURCE MAPPING PROPRIETARY LTD; 1995:** *ER Mapper 5.0 Reference Manual*. West Perth, Australia: Eaerth Resource Mapping.

- ▣ **EVANS, A.M.; 1993:** Ore Geology and Industrial Minerals. 3rd ed. London: Black well Scientific Publications.
- ▣ **Farman, J.C., B.G. Gardiner, and J.D. Shanklin. 1985:** Large Losses of Total Ozone in Antarctica Reveal Seasonal ClO_x/NO_x Interaction. *Nature* 315:207-210.
- ▣ **FELDMAN, S.C.; R. E. PELLETIER; W.E. WALSER; J.C. SMOOT; and D.AHL. 1994:** Integration of Remotely Sensed Data and Geographic Information System Analysis for Routing of the Caspian Pipeline. In Proceeding of the Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, vol.2, 206-213. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **Fernandez-Alonso, M., and M. Hanon. 1993:** The Benefits of Compiling the ILP-World Map of Active Faults (Sheet Central and Southern Africa) in a G.I.S. Environment. In Proceedings of the Ninth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, vol. 2, 963-974. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **Gabriel, A.G., R.M. Goldstein, H.A. Zebker. 1989:** Mapping Small Elevation Changes Over Large Areas: Differential Radar Interferometry. *Journal of Geophysical Research*, 94, no. B-7: 9183-9191.
- ▣ **GAUSMAN, H.W.; ALLEN, W.A.; WIEGAND, C.L.; ESCOBAR, D.E.; and RODRIQUEZ, R.R.; 1971:** Leaf Light Reflectance, Transmittance, Absorption, and Optical and Geometrical Parameters for Eleven Plant Genera with Different Leaf Mesophyll Arrangements. In Proceedings of the Seventh Symposium on Remote Sensing of the Environment, 1971. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **Geng Naiguang, Cui Chenyu, and Deng Mingde. 1993:** The Remote Sensing Observation in Experiments of Rock Failure and the Beginning of Remote Sensing Rock Mechanisms. *Acta Seismologica Sinica* 6, no. 4:971-980.
- ▣ **GILLESPIE, A.R.; 1992:** Enhancement of Multispectral Thermal Infrared Images: Decorrelation Contrast Stretching. *Remote Sensing of Environment* 42, no.2:147-155.

- ▣ **GILLESPIE, A.R.; and KAHLE, A.B.; 1977:** Construction and Interpretation of a Digital Thermal Inertia Image. Photogrammetric Engineering and remote Sensing 43, no.8:983-1000.
- ▣ **Gloersen, P.,W.J. Campbell, D.J. Cavalieri, J.C. Comiso, C.L. Parkinson, and H.J. Zwally. 1992:** Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978-1987: Satellite Passive-Microwave Observations, NASA SP-511. National Aeronautics and Space Administration, Washington, D.C.
- ▣ **GOETZ, A.F.H.; and SRIVASTAVA, V.; 1985:** Mineralogical Mapping in the Cuprite Mining District, Nevada. In Proceedings of the Airborne Imaging Spectrometer Data Analysis Workshop, eds. G. Vane and A.F.H. Goetz, 22-31. JPL publication 85-41. Pasadena, Calif.: Jet Propulsion Laboratory.
- ▣ **GOETZ, A.F.H.; VANE, G.; SOLOMON, J.E.; and ROCK, B.N.; 1985:** Imaging Spectrometry for Earth Remote Sensing. Science 228, no.4704: 1147-1153.
- ▣ **GOETZ, A.F.H.; VANE, G.; SOLOMON, J.E.; and ROCK, B.N.; 1985:** Imaging Spectrometry for Earth Remote Sensing. Science 228:1147-1153.
- ▣ **Graham, N.E. 1995:** Simulation of Recent Global Temperature Trends. Science 267: 665-671.
- ▣ **Grove, C.I., S.J. Hook, and E.D. Paylor II. 1992:** Laboratory Reflectance of 160 Minerals, 0.4 to 2.5 Micrometers. JPL Publication 92-2. Pasadena, Calif.: Jet Propulsion Laboratory.
- ▣ **GROVE, C.I.; HOOK, S.J.; and PAYLOR II, E.D.; 1992:** Laboratory Reflectance Spectra of 160 Minerals, 0.4 to 2.5 Micrometers. Jet propulsion Laboratory Publication 92-2, 406pp. Pasadena: California Institute of technology.
- ▣ **GROVE, C.I.; S.J. HOOK; and E.D. PAYLOR II. 1992:** Laboratory Reflectance Spectra of 160 Minerals, 0.4 to 2.5 Micrometers. JPL Publication 92-2. Pasadena, Calif: Jet Propulsion Laboratory.
- ▣ **GROVE, C.I; S.J. HOOK; and E.D. PAYLOR II., 1992:** Laboratory Reflectance Spectra of 160 Minerals, 0.4. to 2.5 Micrometers. JPL Publication 92-2. Pasadena, Calif.: Jet Propulsion Laboratory.

- ▣ **GULBRANDSEN, R.A.; 1974:** Buddingtonite, Ammonium Feldspar, in the phosphoria Formation, Southeastern Idaho. Journal of Research, U.S. Geological Survey 2:693-697.
- ▣ **Hall, D.K., and J. Martinec. 1985:** Remote Sensing of Ice and Snow. London: Chapman and Hall, Publishers.
- ▣ **HALL, E.L.; 1979:** Computer Image Processing and Recognition. New York: Academic Press.
- ▣ **HAPKE, B., 1981:** Bidirectional Reflectance Spectroscopy. 1. Theory. Journal of Geophysical Research 86: 3039-3054.
- ▣ **Harriss, R.C. 1993:** Tropospheric Chemistry. In Atlas of Satellite Observations Related to Global Change, eds. R.J. Gurney, J.L. Foster, and C.L. Parkinson, 181-189. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press.
- ▣ **HERMAN, J.D.; VINCENT, R.K.; and DRAKE, B.; 1991:** Geological and Geophysical Evaluation of the Region Around Saginaw Bay, Michigan (Central Michigan Basin) with Image Processing Techniques. In Early Sedimentary Evolution of the Michigan Basin, 221-240. Geological Society of America, Special Paper #256.
- ▣ **HOOK, S.J.; GABELL, A.R.; GREEN, A.A.; and KEALY, P.S.; 1992:** A Comparison of Techniques for Extracting Emissivity Information from Thermal Infrared Data for Geologic Studies. Remote Sensing of Environment 42, no.2:123-135.
- ▣ **HORNSBY, J.K.; BRUCE, B.; HARRIS, J.; and RENCZ, A.N.; 1988:** Implementation of Background and Target Geobotanical Techniques in Mineral Exploration. In Proceedings of the Sixth Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, vol.2, 511-521. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **HOVIS, W.; and CALLAHAN, W.R.; 1966:** Infrared Reflectance Spectra of Igneous Rocks, Tufts, and Red Sandstone from 0.5 to 22 Micrometers. Journal of the Optical Society of America 56, no.5: 639-643.
- ▣ **Huang, S.L., and B.K. Chen. 1991:** Integration of LANDSAT and Terrain Information for Landslide Study. In Proceedings of the Eighth Thematic

- Conference on Geologic Remote Sensing, vol. 2, 743-754. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **HUGHES SANTA BARBARA RESEARCH CENTER, 1991:** Spectrum of Electromagnetic Waves, Wall Chart.
- ▣ **HUNT, G.R.; 1977:** Spectral Signatures of Particulate Minerals in the Visible and Near-Infrared. *Geophysics* 42, no.3: 501-513.
- ▣ **HUNT, G.R.; 1979:** Near-Infrared (1.3-2.4 Micrometers) Spectra of Alteration Minerals Potential for Use in Remote Sensing. *Geophysics* 44, no.12: 1974-1986.
- ▣ **HUNT, G.R.; and SALISBURY, J.W.; 1970:** Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: I. Silicate Minerals. *Modern Geology* 1: 283-300.
- ▣ **HUNT, G.R.; and SALISBURY, J.W.; 1971:** Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: II. Carbonates. *Modern Geology* 2: 23-30.
- ▣ **HUNT, G.R.; and SALISBURY, J.W.; 1976a:** Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: XI. Sedimentary Rocks. *Modern Geology* 5: 211-217.
- ▣ **HUNT, G.R.; and SALISBURY, J.W.; 1976a:** Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: XII. Metamorphic Rocks. *Modern Geology* 5: 219-228.
- ▣ **HUNT, G.R.; and SALISBURY, J.W.; and LENHOFF, C.J.; 1971:** Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: IV. Sulfides and Sulfates. *Modern Geology* 3: 1-14.
- ▣ **HUNT, G.R.; LOGAN, L.M.; and SALISBURY, J.W.; 1973:** Mars: Components of Infrared Spectra and the Composition of the Dust Cloud. *Icarus* 18: 459-469.
- ▣ **HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W.; and LENHOFF, C.J.; 1971:** Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: III. Oxides and Hydroxides. *Modern Geology* 2: 195-205.
- ▣ **HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W.; and LENHOFF, C.J.; 1973:** Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: VI. Additional Silicates. *Modern Geology* 4: 85-106.
- ▣ **HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W.; and LENHOFF, C.J.; 1973:** Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: VII. Acidic Igneous Rocks. *Modern Geology* 4: 217-224.

- ▣ **HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W.; and LENHOFF, C.J.; 1974:** Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: VIII. Intermediate Igneous Rocks. *Modern Geology* 4: 237-244.
- ▣ **HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W.; and LENHOFF, C.J.; 1974:** Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: IX. Basic and Ultrabasic Igneous Rocks. *Modern Geology* 5: 15-22.
- ▣ **HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W.; and LENHOFF, C.J.; 1975:** Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks: X. Stony Meteorites. *Modern Geology* 5: 115-126.
- ▣ **HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W.; and LENHOFF, C.L.; 1971:** Visible and Near-Infrared Spectra of Minerals and Rocks. IV. Sulphides and Sulphates. *Modern Geology* 3:1-14.
- ▣ **JAMES, J.R.; 1996:** Master's Thesis, Eastern Michigan University, Ypsilanti.
- ▣ **JENSEN, J.R., 1995:** Issues Involving the Creation of Digital Elevation Models and Terrain Corrected Orthoimagery Using Soft- Copy Photogrammetry. *Geocarto International* 10, no.1:5-21.
- ▣ **JENSEN, J.R.; 1996:** *Introductory Digital Image Processing*. Upper Saddle River, N.J.: Prentice-Hall.
- ▣ **JOSHI, A.K.; 1988:** Identification of Magnesite and Bauxite Deposits on LANDSAT Imagery, South India. In *Proceedings of the Sixth Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology*, vol.2, 475-483. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **Kaiser, J. 1995:** Random Samples: Oceanographer's Green Thumb. *Science* 269: 759.
- ▣ **Karl, T.R., R. Knight, G. Kubla, and J. Gavin. 1995:** Evidence for Radiative Effects of Anthropogenic Sulfate Aerosols in the Observed Climate Record. In *Aerosol Forcing of Climate*, eds. J. Charlson and J. Heintzenberg, 363-382. Chichester, U.K.: John Wiley & Sons.
- ▣ **Kaueger, A.J. 1983:** Sighting of El Chichon Sulfur Dioxide Clouds with the Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer. *Science* 220:1377-1379.

- ▣ **Kaye, J.A. 1993:** Stratospheric Chemistry, Temperature, and Dynamics. In Atlas of Satellite Observations Related to Global Change, eds. R.J. Gurney, J.L. Foster, and C.L. Parkinson, 41-57. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press.
- ▣ **Kerr, R.A. 1994:** Did Pinatubo Send Climate Warming Gases Into a Dither? *Science* 263:1562.
- ▣ **Kerr, R.A. 1995:** Study Unveils Climate Cooling Caused by Pollutant Haze. *Science* 268:802.
- ▣ **KROHN, M.D.; ALTANER, S.P.; and HAYBA, D.O.; 1988:** Distribution of Ammonium Minerals and Hg/Au-Bearing Hot Springs Deposits: Initial Evidence from Near-Infrared Spectral Properties. In Bulk Mineable Precious Metal Deposits of the Western United States, Symposium Proceedings, eds. R.W. Schafer, J.J. Cooper, and P.G. Vikre, 661-679. Reno: Geological Society of Nevada.
- ▣ **LANG, H.R.; BARTHOLOMEW, M.J.; GROVE, C.I.; and PAYLOR, E.D.; 1990:** Spectral Reflectance Characterization (0.4-2.5 and 8.0-12.0 Micrometers) of Phanerozoic Strata, Wind River Basin and Southern Bighorn Basin Area, Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrologists* 60, no.4: 504-524.
- ▣ **LEE, K.; and RAINES, G.L.; 1984:** Reflectance Spectra of Some Alteration Minerals; A Chart Compiled from Published Data, 0.4 μm - 2.5 μm . Open Report USGSOFR840096, U.S. Geological Survey, Reston, Va.
- ▣ **Li, D., and J. Li. 1994:** A Mud-Rock Flow Predicting Information System. In Proceedings of the Tenth Thematic Conference Geologic Remote Sensing, vol. 2, 558-567. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **LILLESAND, T.M.; and KIEFER, R.W.; 1994:** Remote Sensing and Image Interpretation. 3rd ed. New York: John Wiley & Sons.
- ▣ **LOGAN, L.M.; HUNT, G.R.; SALISBURY, J.W.; and BALSAMO, S.R.; 1973:** Compositional Implications of Christiansen Frequency Maximums for Infrared Remote Sensing Applications. *Journal of Geophysical Research* 78, no.23: 4983-5003.
- ▣ **LOURIM, J.; and BUXTON, R.A.H.; 1988:** A Spectral Geobotanical Survey of an Elevated Arsenic-Gold Property in Mountainous Terrain in British Columbia, Canada. In Proceedings of the Sixth Thematic Conference on Remote Sensing for

- Exploration Geology, vol.2, 613-621. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **LOWELL, J.D.; and GUILBERT, D.M.; 1970:** Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in Prophyry Ore Deposits. *Economic Geology* 65(4):373-408.
- ▣ **Luchitta, B.K., and H.M. Ferguson. 1986:** Antarctica: Measuring Glacier Velocity from Satellite Images. *Science* 234:1105-1108.
- ▣ **LYON, R.J.P.; 1963:** Evaluation of Infrared Spectrophotometry for Compositional Analysis of Lunar and Planetary Soils. NASA Report NASA-TN-D-1871.
- ▣ **LYON, R.J.P.; 1964:** Evaluation of Infrared Spectrophotometry for Compositional Analysis of Lunar and Planetary Soils: Rough and Powdered Surfaces, Final Report, Part 2. NASA Report CR-100.
- ▣ **MARRS, R.W.; MARTINSEN, R.S.; and RAINES, G.L.: 1984:** Regional Structure and Facies Control in the Powder River Basin Wyoming and Montana, Interpreted from Satellite Imagery. In *Proceedings of the International Symposium on Remote Sensing of the Environment*, Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **Martelli, G., P.N. Smith, and A.J. Woodward. 1989:** Light, Radiofrequency Emission and Ionization Effects Associated With Rock Fracture. *Geophysical Journal International* 98:397-401.
- ▣ **MARTIN, M.E.; and J.D. ABER, 1993.** Measurements of Canopy Chemistry with 1992 AVIRIS Data at Blackhawk Island and Harvars Forest. In *Proceeding of the Fourth Annual JPL Airborne Geoscience Workshop*, vol. I, AVIRIS Workshop, ed. R.O. Green, 113-116. Pasadena, Calif.: Jet Propulsion Laboratory.
- ▣ **MARTINSEN, R.S.; and MARRS, R.W.; 1985:** Comparison of Major Lineament Trends to Sedimentary Rock Thicknesses and Facies Distribution, Powder River Basin, Wyoming. In *Proceedings of the International Symposium on Remote Sensing of the Environment, Fourth Thematic Conference, Remote Sensing for Exploration Geology*, vol.1, 9-19. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.

- ▣ **MAXWELL, J.R.; 1994:** Sensing Characteristics of Targets and Backgrounds. Advanced Infrared Technology, vol.1, Engineering Continuing Education 9412. Ann Arbor: University of Michigan.
- ▣ **McKean, J., S. Buechel, and L. Gaydos. 1991:** Remote Sensing and Landslide Hazard Assessment. In Proceedings of the Eighth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, vol. 2, 729-742. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **Merson, R.H. 1989:** An AVHRR Mosaic Image of Antarctica. International Journal of Remote Sensing, 10:669-674.
- ▣ **MONTGOMERY, C.W.; and DATHE, D.; 1994:** Earth Then and Now. Dubuque, Iowa: Wm.C. Brown Publishers.
- ▣ **Montgomery, C: W., and D. Dathe. 1994:** Earth Then and Now. Dubuque, Iowa: Wm. C. Brown Publishers.
- ▣ **Mouginis-Mark, P.J., D.C. Pieri, and P.W. Francis. 1993:** Volcanoes. Atlas of Satellite Observations Related to Global Change, eds. R.J. Gurney, J.L. Foster, and C.L. Parkinson, 341-357. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press.
- ▣ **Murphy, W., and M.H.K. Bulmer. 1994:** Evidence of Pre-Historic Seismicity in the Wairarapa Valley, New Zealand As Indicated By Remote Sensing. In Proceedings of the Teth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, vol. 1, 341-351. Ann Arbor: Environmental Research Intitute of Michigan.
- ▣ **NIXON, P.H.; 1980:** The Morphology and Mineralogy of Diamond Pipes. Kimberlites and Diamonds, eds. J.E.Glover and D.I.Groves, 32-47. Nedlands: Extension Services, University of Western Australia.
- ▣ **Njoku, E.G., and O.B. Brown. 1993:** Sea Surface Temperature. Atlas of Satellite Observations Related to Global Change, eds. R.J. Gurney, J.L. Foster, and C.L. Parkinson, 237-249. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press.
- ▣ **OFFIELD, T.W. 1976:** Remote Sensing in Uranium Exploration. In Uranium Exploration Geology, 731-744. Panel Proceedings. Vienna: International Atomic Energy Agency.
- ▣ **Okanda, Y. 1985:** Surface Deformation Due to Shear and Tensile Faults In a Half-Space. Bulletin of the Seismological Society of America 75, no. 4: 1135-1154.

- ▣ **ONASCH, C.M.; and KAHLE, C.F.; 1991:** Recurrent Tectonics in a Cratonic Setting: An Example from Northwestern Ohio. Geological Society of America Bulletin 103:1259-1269.
- ▣ **Parkinson, C.L., and P. Gloersen. 1993:** Global Sea Ice Coverage. Atlas of Satellite Observations Related to Global Change, ed. R.J. Gurney, J. L. Foster, and C.L. Parkinson, 371-383. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press.
- ▣ **Parkinson, C.L., J.C. Comiso, H.J. Zwally, D.J. Cavalieri, P. Gloersen, and W.J. Campbell. 1987:** Arctic Sea Ice, 1973-1976: Satellite Passive-Microwave Observations. NASA SP-489. Washington, D.C.: National Aeronautics and Space Administration.
- ▣ **Peltzer, G. and P. Rosen. 1995:** Surface Displacement of the 17 May 1993 Eureka Valley, California, Earthquake Observed by SAR Interferometry. Science 268, no. 5215:1333-1336.
- ▣ **PELTZER, G.; and P.ROSEN.; 1995:** Surface Displacement of the 17 May 1993 Eureka Valley, California, Earthquake Observed by SAR Interferometry. Science 268, no. 5215: 1333-1336. REEVES, R.G.; A. ANSON; and D. LANDEN; eds. 1975. Manual of Remote Sensing . Falls Church, Va.: American Society of Photogrammetry.
- ▣ **PICARD, M.D.; 1965:** Iron Oxides and Fine-Grained Rocks of the Red Peak and Crow Mountain Sandstone Members, Chugwater (Triassic) Formation, Wyoming. Journal of Sedimentary Petrology 35, no.2:264-479.
- ▣ **Pieri, D.C., L.S. Glaze, and M.J. Abrams. 1990:** Thermal Radiance Observations of an Active Lava Flow During the June 1984 Eruption of Mount Etna, Geology, vol. 18, no. 10: 1018-1022. (front cover)
- ▣ **Pinter, N. 1993:** Estimating Earthquake Hazard from Remotely Sensed Images, Eastern California-Center Nevada Seismic Belt. In Proceedings of the Ninth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, vol. 1, 251-256. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **PISOT, N.; XAVIER, J.P.; MIEGEBIELLE, V.; COQUELET, D.; and LEYMARIE, P.; 1993:** Geological Study of Sedimentary Basins Using SPOT Data. ISPR Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 48, no.6:2-15.

- ▣ **PLEITNER, P.K.; and VINCENT, R.K.; 1989:** System for Determining the Attitude of a Moving Imaging Sensor Platform or the Like. United States Patent No.4, 802,757.
- ▣ **PLEITNER, P.K.; and VINCENT, R.K.; 1992:** System for Determining and Controlling the Attitude of a Moving Airborne or Spaceborne Platform or the Like. United States Patent No.5, 104,217.
- ▣ **POLCYN, F.C.; and LYZENGA, D.R.; 1973:** Calculations of Water Depth from ERTS MSS Data. In Proceedings of the Symposium on Significant Results Obtained from the Earth Resources Technology Satellite, vol.1, sec.B. 1433-1441. New Carrollton, Md.: NASA Goddard Space Flight Center.
- ▣ **POTTER, R.M.; and ROSSMAN, G.R.; 1979:** The Manganese and Iron Oxide Mineralogy of Desert Varnish. *Chemical Geology* 25, no.1-2: 79-94.
- ▣ **Qiang Zuji and Dian Changgong. 1993:** The Thermal Infrared Anomaly of METEOSAT-Precursor of Impending Earthquakes. In Proceedings of the Ninth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing vol. 2, 1005-1013. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **Qiang Zuji, Dian Changgong, Wang Xuanji, and Hu Siyi. 1992:** Thermal Infrared Anomalous Temperature Increase and Impending Earthquake Precursor. *Chinese Science Bulletin* 37, no. 19: 1643-1646.
- ▣ **Qiang Zuji, Dian Changgong, Zhao Yong, and Guo Manhong. 1995:** Satellite Thermal Infrared Temperature Increase Precursor-Short Term and Impending Earthquake Prediction. In *Environmental Assessment of Geological Hazards, Proceedings of the Space Congress*, 53-57. Munich, Germany: European Space Report.
- ▣ **Qiang Zuji, Xu Xiudeng, and Dian Changgong. 1991:** Thermal Infrared Anomaly-Precursor of Impending Earthquakes. *Chinese Science Bulletin (Kexuetongbao)* 36, no. 4:319-323.
- ▣ **RAINES, G.L.; OFFIELD, T.W.; and SANTONS, E.S.; 1978:** Remote Sensing and Subsurface Definition of Facies and Structure Related to Uranium Deposits, Powder River Basin, Wyoming. *Economic Geology* 73(8):1706-1723.

- ▣ **Reinhardt, D. 1994:** Satellite Data in Change Analysis for Disaster Monitoring. In Proceedings of the Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, vol. 2, 11-604. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **RENOUARD, L.; 1989:** Creation Automatique de MNT a Partir de Couples D'Images SPOT. SPOT 1 Utilisation des Images, Bilan, Resultats, 1347-1356. Cepadues Editions, Toulouse.
- ▣ **Richter, C.F. 1958:** Elementary Seismology. San Francisco: W.H. Freeman.
- ▣ **ROGERS, K.A.; COCHRANE, R.H.A.; and LECOUTEUR, P.C.; 1970:** FORTRAN II and FORTRAN IV Programs for Petrochemical Calculations. Mineralogical Magazine 37: 952-953.
- ▣ **Rokos, D., J. Spyrakos, D. Argialas, and N. Fytrolakis. 1993:** Evaluation of Analog and Digital Image Analysis Techniques for Mapping Suspected Fault Zones in the Earthquake-Prone Region of Kalamata, Greece. In Proceedings of the Ninth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, vol. 2, 951-962. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **ROSS, H.P.; ADLER, J.E.M.; and HUNT, G.R.; 1969:** A Statistical Analysis of the Reflectance of Igneous Rocks from 0.2 to 2.65 Microns. Icarus 11: 46-54.
- ▣ **Rothery, D.A. and P.W. Francis. 1990:** Short Wavelength Infrared Images for Volcano Monitoring, International Journal of Remote Sensing, vol. 11, no. 10: 1665-1667. London: Taylor & Francis.
- ▣ **Sachafian, B. 1993:** Implementation of a Distributed Hydrologic Model within Geographic Resources Analysis Support System (GRASS). In Second International Conference/Workshop on Integrating GIS with Watershed Modeling Proceedings, NCGIA, Brechenridge, Colo.
- ▣ **Saisbury, J.W., D.M.D'Aria, and A. Wald. 1994:** Measurements of Thermal Infrared Spectral Reflectance of Frost, Snow, and Ice. Journal of Geophysical Research 99, no. B12: 24235-24240.
- ▣ **SALISBURY , J.W., 1993:** Chapter 4: Mid-Infrared Spectroscopy: Laboratory Data. In Remote Geochemical Analysis: Elemental and Mineralogical Composition, eds, C.M. Pieters and P.A.J. Englert, 79-98. Cambridge, England; Cambridge University Press.

- ▣ **SALISBURY , J.W.; and A. WALD., 1992:** The Role of Volume Scattering in Reducing Spectral Contrast of Reststrahlen Bands in Spectra of Powdered Minerals. *Icarus* 96: 121-128.
- ▣ **SALISBURY , J.W.; L.S. WALTER; N. VERGO; AND D.M.D'ARIA.; 1991:** Infrared (2.1-25 micrometer) Spectra of Minerals. Baltimore, Md.: Johns Hopkins University Press.
- ▣ **SALISBURY, J.W.; and D'ARIA, D.M.; 1992:** Emissivity of Terrestrial Materials in the 8-14 μm Atmospheric Window. *Remote Sensing of Environment* 42, no.2: 83-106.
- ▣ **SALISBURY, J.W.; and D'ARIA, D.M.; 1992:** Emissivity of Terrestrial Materials in the 8-14 μm Atmospheric Window. *Remote Sensing of Environment* 42, no.2:83-106.
- ▣ **SALISBURY, J.W.; and MILTON, N.M.; 1988:** Thermal Infrared (2.5- 13.5 μm) Directional Hemispherical Reflectance of Leaves. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54: 1301-1304.
- ▣ **SALISBURY, J.W.; D'ARIA, D.M.; and WALD, A.; 1994:** Measurements of Thermal Infrared Spectral Reflectance of Frost, Snow, and Ice. *Journal of Geophysical Research* 99, no. B12: 24235-24240.
- ▣ **SALISBURY, J.W.; WALTER, L.S.; and D'ARIA, D.M.; 1988:** Mid-Infrared (2.5 to 13.5 Micrometers) Spectra of Igneous Rocks. U.S. Geol. Surv. Open File Report 88-686, Reston, Va.
- ▣ **SALISBURY, J.W.; WALTER, L.S.; VERGO, N.; and D'ARIA, D.M.; 1991:** Infrared (2.1-25 Micrometer) Spectra of Minerals. Baltimore, Md: Johns Hopkins University Press.
- ▣ **SALMON, B.; and VINCENTI, R.K.; 1974:** Surface Compositional Mapping in the Wind River Range and Basin, Wyoming by Multispectral Techniques Applied to ERTS-1 Data. *Proceedings of the Ninth Symposium on Remote Sensing of Environment*, 2005-2011. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.

- ▣ **SALMON, B.C.; and PILLARS, W.W.; 1975:** Multispectral Processing of ERTS-A Data for Uranium Exploration in the Wind River Basin, Wyoming. ERIM Report 110400-2-F. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **SAUER, T.; and KOECHNER, D.; 1992:** KHOROS Reference Manual, vol.3, release 1.0, 2-305– 2-308. University of New Mexico.
- ▣ **SCHANDA, E.; 1986:** Physical Fundamentals of Remote Sensing. Berlin: Springer-Verlag.
- ▣ **Schoeberl, M.R. 1993:** Stratospheric Ozone Depletion. In Atlas of Satellite Observations Related to Global Change, eds. R.J. Gurney, J.L. Foster, and C.L. Parkinson, 59-65. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press.
- ▣ **SILVA, L.F.; 1978:** Radiation and Instrumentation in Remote Sensing. In Remote Sensing, The Quantitative Approach, eds. P.H. Swain and S.M. Davis. New York: McGraw- Hill.
- ▣ **SLAMA, C.C.; C. THERUER, and S.W. HENRIKSEN, eds. 1980:** Manual of Photogrammetry. 4th ed. Falls Church, Va.: American Society of Photogrammetry.
- ▣ **Solomon, S., R.W. Sanders, R.R. Garcia, and J.G. Keys. 1993:** Increased Chlorine Dioxide Over Antarctica Caused by Volcanic Aerosols from Mount Pinatubo. Nature 363:245-248.
- ▣ **SPATZ, D.M.; and WILSON, R.T.; 1994:** Exploration Remote Sensing for Prophyry Copper Deposits, Western America Cordillera. In Proceedings of the Thenth Thematic Conference on geology Remote Sensing, vol.1, 227-240. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **SPIRAKIS, C.S.; and CONDIT, C.D.; 1975:** Preliminary Report on the Use of LANDSAT-1 (ERTS-1) Reflectance Data in Locating Alteration Zones Associated with Uranium Mineralization Near Cameron, Arizona, U.S. Geological Survey Open File Report 75-416.
- ▣ **STERNE, E.J.; REYNOLDS, R.C., JR; and ZANTOP, H.; 1982:** Natural Ammonium Illites from Black Shales Hosting a Stratiform Base Metal Deposit, DeLong Mountains, Northern Alaska. Clays and Clay Minerals 30, no.3:161-166.
- ▣ **TAPPER, G.O.; and DEMPSEY, D.A.; 1988:** MEIS II and Surface Data Intergration for Detection of Geobotanical Anomalies. In Proceedings of the Sixth

- Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, vol.2, 499-508. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **Thomas, R.H. 1993:** Ice Sheets. In Atlas of Satellite Observations Related to Global Change, eds. R.J. Gurney, J.L. Foster, and C.L. Parkinson, 385-400. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press.
- ▣ **Tolbert, M.A. 1994:** Sulfate Aerosols and Polar Stratospheric Cloud Formation. *Science* 264: 527-528.
- ▣ **TORCOLETTI, P.J.; and BIRNIE, R.W.; 1988:** A LANDSAT Thematic Mapper Investigation of the Geobotanical Relationships in the Northern Spruce-Fir Forest. Mt. Moosilauke, New Hampshire. In Proceedings of the Sixth Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, vol.2, 541-550. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **TORRES, V.; VINCENT, R.K.; and ETZLER, P.J.; 1989:** Integrated Mineral Exploration in Northern Mexico Using LANDSAT, Aerial Photography, and Ground Work. In Seventh Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, 1227-1237. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **Van Westen, C.J. 1995:** Remote Sensing and Geographic Information Systems for Geological Hazard Mitigation. In Environmental Assessment of Geological Hazards, Proceedings of the Space Congress, 63-71. Munich, Germany: European Space Report.
- ▣ **Van Westen, C.J., R. Soeters, and N. Rengers. 1994:** GISSIZ: Training Package for the Use of Geographical Information Systems in Slope Instability Zonation. In Proceedings of the Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, vol. 1, 386-397. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **VANE, G.; and GOETZ, A.F.H.; 1988:** Terrestrial Imaging Spectroscopy. *Remote Sensing of Environment* 24: 1-29.
- ▣ **VANE, G.; CHRIEN, T.G.; MILLER, E.A.; and REIMER, J.H.; 1987:** Spectral and Radiometric Calibration of the Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS). In *Imaging Spectroscopy II*, vol.834, ed. Vane, G. Vane, 91-106. Bellingham, Wash.: SPIE.

- ▣ **VANE, G.; DUVAL, J.E.; and WELLMAN, J.B.; 1993:** Chapter 6: Imaging Spectroscopy of the Earth and Other Solar System Bodies. In Remote Geochemical Analysis: Elemental and Mineralogical Composition, eds. C.M. Pieters and P.A.J. Englert, 121-141. Cambridge, U.K. Cambridge University Press.
- ▣ **VANE, G.; ed. 1990:** Imaging Spectroscopy of the Terrestrial Environment. Bellingham, Wash.: SPIE 1298.
- ▣ **VANE, G.; GOETZ, A.F.H.; and WALLMAN, J.B.; 1984:** Airborne Imaging Spectrometer: A New Tool for Remote Sensing. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing 6: 546-549.
- ▣ **VANE, G.; GREEN, O.; CHRIEN, T.G.; ENMARK, H.T.; HANSEN, E.G.; PORTER, W.M.; 1993:** The Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS). Remote Sensing of Environment 44: 127-143.
- ▣ **VICENT, R.K.; 1973:** A Thermal Infrared Ratio Imaging Method for Mapping Compositional Variations Among Silicat Rock Types. Ph.D. Dissertation, Department of Geology and Mineralogy, Ann Arbor. University of Michigan.
- ▣ **Vincent, R.K., 1997:** Fundamentals of environmental and geological Remote Sending, Printice Hall, 604 P.
- ▣ **Vincent, R.K. 1995:** Flying Falcon: Multispectral Thermal IR Geological Imaging Experiment. In Remote Sensing for Oil Exploration and Environment, Proceedings of the Space Congress, 139-146. Munich, Germany: European Space Report.
- ▣ **VINCENT, R.K.; 1992:** Emission Polarization Study on Quartz and Calcite. Applied Optic 11:1942-1945.
- ▣ **VINCENT, R.K.; 1972:** An ERTS Multispectral Scanner Experiment for Mapping Iron Compounds. Proceedings of the Eighth International Symposium on Remote Sensing of Environment, 1239-1247. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **VINCENT, R.K.; 1972:** An ERTS Multispectral Scanner Experiment for Mapping Iron Compounds. Proceedings of the Eight International Symposium on Remote Sensing of Environment, 1239-1247. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.

- ▣ **VINCENT, R.K.; 1972:** An ERTS Multispectral Scanner Experiment for Mapping Iron Compounds. In Proceedings of the Eighth International Symposium on Remote Sensing of Environment, vol.2, 1239-1247. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **VINCENT, R.K.; 1973:** Ratio Maps of Iron Ore Deposits, Atlantic City District, Wyoming. In Symposium on Significant Results Obtained from the Earth Resources Technology Satellite-1, 1-379-386.
- ▣ **VINCENT, R.K.; 1975:** The Potential Role of Thermal Infrared Multispectral Scanners in Geological Remote Sensing. Proceedings of the IEEE 63, no.1: 137-147.
- ▣ **VINCENT, R.K.; 1975:** The Potential Role of Thermal Infrared Multispectral Scanners in Geological Remote Sensing. Proceedings of the IEEE 63, no.1: 137-147.
- ▣ **VINCENT, R.K.; 1977:** Uranium Exploration with Computer-Processed LANDSAT Data. Geophysics 42(3):536-541.
- ▣ **VINCENT, R.K.; 1979:** Integration of Data from Space, Aircraft, and Ground Platforms for Resources Planning. Presented orally at the American Society of Photogrammetry- ACSM Fall Meeting in Sioux Fall, South Dakota, Sept. 18.
- ▣ **VINCENT, R.K.; and COUPLAND, D.H.; 1980:** Petroleum Exploration with LANDSAT in Bay County, Michigan-- An Interim Case Study. In Proceedings of the Fourteenth International Symposium on Remote Sensing of the Environment, vol.1, 379-387. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **VINCENT, R.K.; And G.R. HUNT., 1968:** Infrared Reflectance from mat Surfaces. Applied Optics 7, no.1: 53-59.
- ▣ **VINCENT, R.K.; and PILLARS, W.W.; 1974:** Skylab S-192 Ratio Codes of Soil, Mineral, and Rock Spectra for Ratio Image Selection and Interpretation. Proceedings of the Ninth International Symposium on Remote Sensing of Environment, 875-895. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **VINCENT, R.K.; and PILLARS, W.W.; 1974:** Skylab S-192 Ratio Codes of Soil, Mineral, and Rock Spectra for Ratio Image Selection and Interpretation. In

- Proceedings of the Ninth International Symposium on Remote Sensing of Environment, 875-896. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **VINCENT, R.K.; and SINGLETON, E.B.; 1994:** Methane Gas Concentrations Required for Infrared Imaging. Final Report for Grant Sponsored by Hughes Santa Barbara Research Center, Department of Geology. Bowling Green State University, Bowling Green, Ohio.
- ▣ **VINCENT, R.K.; and THOMSON, F.; 1971:** Discrimination of Basic Silicate Rocks by recognition Maps Processed from Aerial Infrared Data. In Proceedings of the Seventh International Symposium on Remote Sensing of Environment, 247-252. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **VINCENT, R.K.; and THOMSON, F.; 1972:** Rock Type Discrimination from Ratioed Infrared Scanner Images of Pisgah Crater, California. *Science* 175:986-988.
- ▣ **VINCENT, R.K.; COUPLAND, D.H.; and PARRISH, J.B.; 1981:** HCMM Night-Time Thermal IR Imaging Experiment in Michigan. In Proceedings of the Fifteenth Symposium on Remote Sensing of Environment, vol.2, 975-984. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **VINCENT, R.K.; COUPLAND, D.H.; and PARRISH, J.B.; 1981:** HCMM Night-Time Thermal IR Imaging Experiment in Michigan. In Proceedings of the Fifteenth International Symposium on Remote Sensing of Environment, vol.2, 975-984. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **VINCENT, R.K.; LEHMAN, W.T.; HENRY, R.L.; HERMAM, J.D.; STIVERS, M.E.; WILSON, M.L.; and ETZLER, P.J.; 1988:** The Application of High-Resolution Digital Elevation Models to Petroleum and Mineral Exploration and Production. In Proceedings of the International Symposium on Remote Sensing of the Environment, Sixth Thematic Conference, Remote Sensing for Exploration Geology, 293-301. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- ▣ **VINCENT, R.K.; M.A. TRUE; and D.V. ROBERTS; 1987:** Automatic Extraction of High-Resolution Elevation Data Sets from Digitized Aerial Photos and Their Importance for Energy Mapping. In National Computer Graphics Association's Mapping and Geographic Information Systems 1987 Proceedings, 203-210. San Diego, Calif.: NCGA.

- **VINCENT, R.K.; PLEITNER, P.K.; and WILSON, M.L.; 1984:** Integration of Airborne Thematic Mapper and Thermal Infrared Multispectral Scanner Data for Lithologic and Hydrothermal Alteration mapping. In Proceedings of the International Symposium on Remote Sensing of Environment, vol.1, 219-226. Third Thematic Conference, Remote Sensing for Exploration Geology. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- **VINCENT, R.K.; PLEITNER, P.K.; and WILSON, M.L.; 1984:** Integration of Airborne Thematic Mapper and Thermal Infrared Multispectral Scanner Data for Lithologic and Hydrothermal Alteration Mapping. In Proceedings of the International Symposium on Remote Sensing of Environment, Third Thematic Conference, Remote Sensing for Exploration Geology, vol.1, 219-226. Ann Arbor: Environmental Research Institute of Michigan.
- **VINCENT, R.K.; ROWAN, C.L.; GILLESPIE, R.E.; and KNAPP, C.; 1975:** Thermal-Infrared Spectra and Chemical Analyses of Twenty-Six Igneous Rock Samples. Remote Sensing of Environment 4: 199-209.
- **VINCENT, R.K.; SALMON, B.C.; PILLARS, W.W.; and HARRIS, J.E.; 1975:** Surface Compositional Mapping by Spectra Ratioing of ERTS-1 MSS Data in the Wind River Basin and Range, Wyoming. In NASA Report CR-ERIM 193300-32-F, prepared by the Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor.
- **VINCENT, R.K.; THOMSON, F.; and WATSON, K.; 1972:** Recognition of Exposed Quartz Sand and Sandstone by Two-Channel Infrared Imagery. Journal of Geophysical Research 77:2473-2477.
- **VINCENT, R.K.; THOMSON, F.; and WATSON, K.; 1972:** Recognition of Exposed Quartz Sand and Sandstone by Two-channel Infrared Imagery. Journal of Geophysical Research 77: 2473-2477. Later reprinted in Geophysics Reprint Series No.3: Remote Sensing, 1983, eds. K.Watson and R.D. Regan. Society of Exploration Geophysicists.
- **VINCENT, R.K.; TRUE, M.A.; and PLEITNER, P.K.; 1987b:** Automatic Extraction of High-Resolution Elevation Data from SPOT Stereo Images. In

- Proceedings of the SPOT 1 Image Utilization, Assessment, and Results International Conference, Centre National d'Etudes Spatiales (CNES), Paris.
- ▣ **VINCENT, R.K.; TRUE, M.A.; and ROBERTS, D.V.; 1987a:** Automatic Extration of High-Resolution Elevation Data Sets from Digitized Aerial Photos and Their Impottance for Energy Mapping. NCGA's Mapping and Geographic Information Systems 1987 Proceedings, 203-210. San Diego, Calif. Meeting.
- ▣ **VON DAMM, K.L.; EDMOND, J.M.; MEASURE, C.I.; and GRANT, B.; 1985:** Chemistry of Submarine Hydrothermal Solutions at Guaymas Basin, Gulf of California. *Geochim, Cos. Acta* 49:2221-2237.
- ▣ **Walker, D.A. 1988:** Seismicity of the East Pacific Rise: Correlations with the Southern Oscillation Index? *EOS* 69, no. 38:857,865-867.
- ▣ **Wallace, P.J., and T.M. Gerlach. 1994:** Magmatic Vapor Source for Sulfur Dioxide Released During Volcanic Eruptions: Evidence from Mt. Pinatubo. *Science* 265:497-499.
- ▣ **WALTER, L.S.; and SALISBURY, J.W.; 1989:** Spectral Characterization of Igneous Rocks in the 8-12 μm Region. *Journal of Geophysical Research* 94, no.B7: 9203-9213.
- ▣ **WATSON, K.; 1975:** Geologic Applications of Thermal Infrared Images. *Proceedings of the IEEE*, 63, no.1:128-237.
- ▣ **WATSON, K.; 1992:** Spectral Ratio Method for Measuring Emissivity. *Remote Sensing of Environment* 42, no.2:113-116.
- ▣ **WHITE, D.E.; and ROBERSON, C.E.; 1962:** Sulphur Bank, California, A Major Hotspring Quich-silver Deposit. In *Petrologic Studies: Buddingtonite Volume*, eds. A.E.J.Engel, H.L.James, and B.F.Leonard, 397-428. Geological Society of America.
- ▣ **Woldal, T. 1995:** Satellite Remote Sensing: Flood Hazard and Management in the Area Around Wuhan, Hubei Province, China. *Environmental Assessment of Geological Hazards*, Proceedings of the Space Congress, 35-51. Munich, Germany: European Space Report.
- ▣ **WOLFE, W.L.; and ZISSIS, G.J.; eds. 1978:** *The Infrared Handbook*. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office. Prepared for the Office of

Naval Research, Dept. of the Navy by IRIA Center of the Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor.

- ▣ **WOLFE, W.L.; and ZISSIS, G.J.; eds. 1978:** The Infrared Handbook. Prepared for the Office of Naval Research, Department of the Navy, by the Infrared Information and Analysis (IRIA) Center of the Environmental Research Institute of Michigan (ERIM), Library of Congress Catalog Card No.77-90786, U.S. Government printing Office.
- ▣ **Zebker, H.A., P.A. Rosen, R.M. Goldstein, A.G. Gabriel, and C.L. Werner. 1994:** Journal of Geophysical Research, vol. 99. 19617.
- ▣ **Zhao Gaoxiang and Wang Hongqi. 1995:** The Possibility of Monitoring Increased CH₄ Concentration in the Atmosphere and Its Potential Use in Earthquake Prediction. In Environmental Assessment of Geological Hazards, Proceedings of the Space Congress, 58-62. European Space Report. Munich, Germany.
- ▣ **Zwally, H.J., J.C. Comiso, C.L. Parkinson, W.J. Campbell, F.D. Carsey, and P. Gloersen. 1983:** Antarctic Sea Ice, 1973-1876: Satellite Passive-Microwave Observations. NASA SP-459, Washington, D.C.: National Aeronautics and Space Administration.