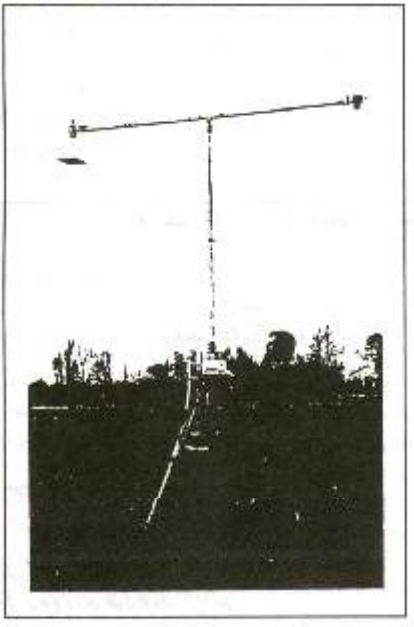
سنجش از دور و مهندسی منابع آب

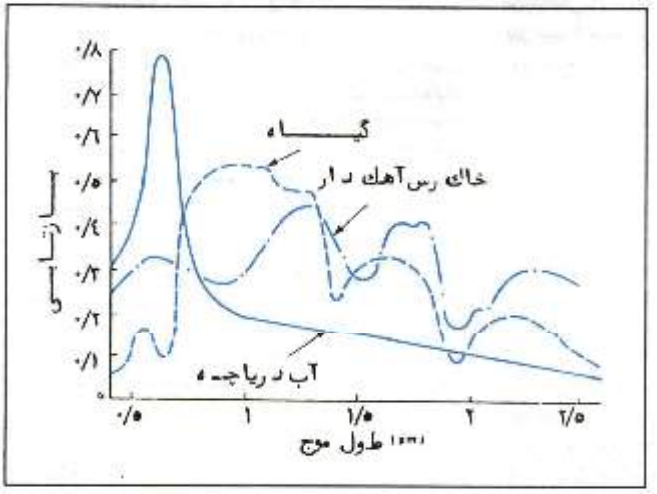
نویسنده: K. Blyth
مترجم: علیرضا اوسطی

منابع آب بخشی از هیدرولوژی را شامل می‌شود که با خصوصیات آب شناسی که به طور وضوح با بعد زمان و مکان متغیّر هستند، مرتبط می‌باشد. اطلاعاتی که در آرشیو موجود است اساساً منابع اطلاعاتی ارزان‌تری را تهیه نموده و این مسئله باید قبل از آن که اقدامات جدیدی آغاز گردد مورد توجّه و بررسی قرار گیرد. برای مطالعات مقیاس کوچک، اندازه‌گیریها با وسائل قراردادی که مبنا آنها زمین است راه حل بسیار مناسبی را برای مسائل مهندسی تهیه و درختیار قرار می‌دهد. وسایل مبنا زمینی، مستعد کسب داده‌های بسیار دقیق فوق یک گستره فرکانسهای زمانی بوده و قادر هستند در هر شرایط جوّی عمل نمایند. اشکال اصلی آنها اندازه‌گیری فقط نقطه‌ایست که نماینده کلّ است. به منظور جبران این عیب تعداد اندازه‌گیری زمینی می‌تواند نسبت به یک نقطه‌ای که به وسیله زمان مورد نیاز برای نصب وسائل، نیروی انسانی جهت نصب آنها، عملیات و تجزیه وتحلیل داده‌ها و مهمتر از همه هزینه خریدوعملیات تعیین گردیده افزایش یابد. روشهای سنجش از دور مستعد اندازه‌گیری تغییرپذیری سطح که هرگز نمی‌توانند از زمین ارزیابی شوند، بوده و تطابق دقت اندازه‌گیریهای مبنا زمینی را نیز شامل می‌شوند. اندازه‌گیری کنترل زمینی مثل بازتاب کننده طیفی اغلب باید کسب داده‌های سنجیده شده از دور را همراهی نماید. به نگارهٔ ۱ رجوع شود.

ادغام تعداد محدودی از اندازه‌گیریهای زمینی می‌تواند از تلاف وقت بسیار زیاد پرسنل در صحرا جلوگیری به عمل آورد. در این بخش عملکرد سنجش از دور در راستای رفتار سنجی تغییرات هیدرولوژیکی که مورد توجّه مهندسین عمران است به بحث کشیده می‌شود.



نگارهٔ (۱) اندازه‌گیری از بازتاب طیفی



نگارهٔ (۲) بازیابی طیفی در نواحی IR نزدیک و مرئی سطوح نوعی زمین

در روی فیلم رنگی طبیعی، گیاهان اغلب به صورت سایه‌های متغیر سبز متمایل به زرد و آب در سایه درختان به رنگ سبز - حاکستری ظاهر می‌شوند که تفکیک آنها کار بسیار مشکلی است. این عارضه در نگاره‌های رنگی ۳-الف و ۳-ب شرح داده شده است. آبی که روی فیلم رنگی حقیقی ثبت می‌شود، بر اثر عمق آن و رنگ اجسام حل نشده و معلّق در آن می‌تواند به طور چشمگیری در رنگ تغییر یابد. با فیلم فروسرخ رنگی کاذب، هرچند تغییراتی به وجود می‌آید، ولی رنگ آبی عوارض حفظ می‌شود، بنابراین، این امکان را به وجود می‌آورد تاسازگاری بیشتری نسبت به شناخت آب فراهم گردد. کنتراست زمین - آب دریاند طول موجهای نزدیک فروسرخ که به طور خودکار شناخت آب را یا بهره‌گیری از اطلاعات چندطیفی پردازش شده کامپیوتری ممکن می‌سازد، قوی است. بررسیهای انجام شده در دانشگاه Purdue و استفاده از اطلاعات چندطیفی هواپیما (Hoffer و همکاران، سال ۱۹۷۲م) نشانگر این واقعیت است که با بکارگیری چنین روشهایی حجمهای آب می‌تواند ۹۰ بار از ۱۰۰ بار به طور دقیق شناخته شوند. سازمان NASA برنامه کم هزینه‌ای را برای بکارگیری اطلاعاتی تهیه کرده است که قادر هستند مقادیر آب بیشتر از ۶ آکر (۲/۴۲ha) را با دقتی معادل با ۹۵ درصد و عوارض آب بیشتر از ۴ha را با دقتی معادل ۱۰۰ در صد شناسایی نمایند. (NASA,News Release, سال ۱۹۷۷م). در تئوری، حداقل امکان عرض رودخانه‌ای که باید آشکار گردد، طول دو Pixell است. برای مثال، در Landsat ۳۷۲ Feet (۱۱۴ متر) در سرتاسر مسیر و یا ۵۰۰ Feet (۱۵۲ متر) در امتداد مسیر است. همانند منطقه‌ای که به طور نظری از حداقل آب برخوردار است (تالاب) و باید آشکار گردد معادل ۴ پیکسل است (برای مثال، Landsat ۴/۲ Acre

مقدار آب

سطوح آبهای باز

آشکارسازی حجمهای آبها که قبلاً به صورت نقشه درنیامده‌اند ویا اندازه‌گیری مقادیری آب شناخته شده در سطح زمین اساساً کار سخت ومستلزم اتلاف وقت است. در حالی که با کاربرد عکسهای هوایی، ارزیابی مقدار آب که توسّط گیاهان مستوراند می‌تواند بسیارآسانتر صورت گیرد. آشکارسازی مقدار آب در روی سطح زمین به وسیله سیستم سنجش از دور و با توجّه به کنتراست بالای آن با عوارض زمین، در طول موجهای معیّن که در نگارهٔ ۲ شرح داده شده است کار بسیار آسانی است.

به علاوه، ممیّزی زمین و مقدار آب درون آن در دو کلمه آری و نه و در مقایسه با سایر متغیّرات نظیرخاک که نیازمند توضیحات اضافی از وضعیت زمین مربوطه می‌شود خلاصه می‌گردد. بدون تردید یکی از روشهای مؤثر سنجش از دور در آشکارسازی آب، بهره‌مندی از [illegible] است که در ناحیه نزدیک فروسرخ طول موج (حدود ۰/۷۵-۱μm). این باند طیفی برای جداسازی آب و گیاهان بسیار نافع است. زیرا که آب، عمدهٔ تابش طول موجهای نزدیک فروسرخ را جذب می‌نماید. بنابراین گیاهان سالم، بازتاب کننده طول موجهای نزدیک فروسرخ قوی‌ای به حساب می‌آیند. برای مثال، روی فیلم فروسرخ رنگی کاذب، کنتراست بالایی بین عمق آبی آب و گیاهان سبزموجود است. نگاه کنید به نگاره‌های رنگی (۳ - الف) و (۳ - ب) در صفحه سوم جلد.

(۱/۷۲ha)، (Copper و همکاران، سال ۱۹۷۵م). هرچند تصویری Landsat برای رفتارسنجی اطراف دریاچه Plaja و زمینهای مرطوب در California مورد استفاده واقع شده‌اند، ولی برای کاربرد چنین روشهایی در اروپا و در راستای مدیریت منابع آب، باتوجّه به این که قدرت تفکیک زمینی بالاتری مورد نیاز است، بهره‌گیری از ماهواره‌های هواشناسی را اجتناب‌ناپذیر می‌سازد. وسیله دیگری که ممکن است مورد استفاده قرار گیرد Telemeter است، که در حقیقت ثبت کننده اطلاعاتی از سطوح آب و از یک شبکه متراکم وسایل به یک نقطه مرکزی برای مقاصد مدیریت آب می‌باشد. اطلاعات فوری می‌توانند مشابه و یا بهتر از اطلاعات ماهواره‌ای و بدون در نظر گرفتن پوشش ابر تهیه شوند (Argos، سال ۱۹۷۷م). مسئله پوشش ابر در اروپا سیستمهای رفتارسنجی ماهواره‌ها را به سنجنده‌های میکروویو، محدود نموده است. اگرچه هواپیما در ارتفاع بالا می‌تواند اطلاعات مورد نیاز را کسب نماید، ولی عملیات آن برای رفتارسنجیهای تکراری در مناطق وسیع، غیراقتصادی است. شرایط آب و هوای نامساعد، محدودیتهایی را شامل می‌شود.

جریانها و رودخانه‌ها

حجمهای آبهای وسیع نظیر دریاچه‌ها و سدها به طور مستقیم و با استفاده از روشهایی که قبلاً ذکر گردیده مشخص می‌شوند. برای شناخت سیکلهای جویبارها روشهای ذیل امتیاز برحسب سطح کوچک منطقه آب بار (آبی که مستور نیست) مورد نیاز واقع می‌شوند. برای مثال، قدرت تفکیک کم رادیومتری جاروب‌کننده حرارتی هوابردی[1]، ممکن است مشکلاتی را در مرزبندی جویبارهای کوچک به وجود آورد هرچند که گرادیان دمای آب – زمین ازوضع خوبی برخوردار باشد. آقایان Braun و Hols در سال ۱۹۷۶ م متوجه گردیدند که تصویری جاروب‌کننده فروسرخ، مستعد تفکیک جریانها به عرض ۱/۵ متر می‌باشد. از طرف دیگر رادارنمای جانبی[2] قادر است به خوبی سطوح توپوگرافی را تعیین نماید. از این رو موقعیتهای کانالهای آب رو می‌توانند اغلب در مناطقی که از پوشیدگی مرتفعی برخوردار هستند استنباط گردند (Maccoy، سال ۱۹۶۱ م). به علاوه در مکانهایی که رودخانه ها آن اندازه وسیع هستند که می‌توانند از طریق رادارنمای جانبی آشکار گردند. معمولاً براثر پس پراکنش[3] امواج میکروویوی کوتاه، به رنگ سیاه ظاهر می‌گردند. با توجّه به قابلیّت تشخیص رادار نمای جانبی در همه گونه شرایط جوّی، این وسیله می‌تواند در راستای تعیین ویژگیهای بالقوه مخزن آبریز در نواحی کوهستانی که از [illegible]

با مقیاس کوچک، و یا داده‌های قدرت تفکیک کم مثل تصویری ماهواره‌ای، حضور جریانهای بزرگتر براثر افزایش خطی تغییرات در گیاهان، توپوگرافی یا کاربرد زمین توسط انسان در هریک از جهت های جریان، بیشتر از خود علامت آب ظاهر می‌شود. بنابراین زمینهای خلنگزاری که مستور نمی‌باشند، حضور جریانهایی با عرض حدود چند Foot به طور واضح از طریق تصاویر Landsat MSS به عنوان نتیجه افزایش توپوگرافیکی یا وجود قدرت تفکیک زمینی ۸۰ متری سنجنده Landsat قابل استنباط هستند. در هر صورت این مشکل اساسی ممکن است در تعیین رودخانه‌های عظیم در زمینهای مسطّح و زمینهای باتلاقی جایی که گیاهان در هر دو سمت رودخانه شبیه هم هستند، بایستی مورد تجزیه قرار گیرد. هنگامی که پردازش کامپیوتری از اطلاعات رقمی مورد استفاده واقع می‌شود، حداقل عرض رودخانه‌ای که به طور تئوری همیشه قابل آشکار سازی می‌باشد ۲ برابر اندازه پیکسل سنجنده است (Copper و همکاران، سال ۱۹۸۵ م). تصویری ماهواره در راستای مرزبندی شبکه جریان و در مناطقی که به طور ضعیف از آنها نقشه تهیه شده است مثل خاورمیانه و قسمتهایی از آمریکا، از ارزش ویژه‌ای برخوردار است. در حالی که در کشور انگلستان با توجه به نقشه‌های 1:50000 که به طور دقیق جریانهای کوچک را که از سکوی ماهواره‌ای قابل رؤیت هستند مرزبندی می‌نماید ارزش خود را از دست می‌دهد. هرچند استعداد نقش پذیری بالای عکسبرداری فروسرخ سطح پایین[4] ممکن است در تئوری، قابلیّت تفکیک جریانهای درجه یک را داشته باشد مع‌الوصف در عمل مسئله سایه افکنی بر اثر حضور چهره، درختان، بناها و حتی اگر سطح آب یک شبکه جریان کاملاً قابل رؤیت باشد، مقادیر بیشتری اطلاعات را برای پیش‌بینی‌های روان آب[5] شامل می‌شود. برای مثال، مدلهای توزیع ناحیه Rodda و Blyth (سال ۱۹۷۳ م) در صورتی که شاخص مشتقی از حرکت آب قابل کسب باشد، هر چند برحی از اندازه‌گیریها از سرعت آب با استفاده از روشهای سنجش از دور عملی است، ولی بدون شک سرعتهایی زیر $0/3ms^{-1}$ عملاً غیرقابل آشکارسازی می‌باشند.

طغیان

در کشور آمریکا، استفاده از سیستم تصویری Landsat MSS در راستای تهیه نقشه از دشتهای سیلابی رودخانه‌های بزرگ نظیر رودخانه Missisipi انجام می‌گیرد. نگارهٔ ۴ نشانگر چنین روشهایی از رودخانه Trent می‌باشد.

نگارهٔ (۴) تسبیت MSS لندست (باند ۶ / باند ۷) رودخانه Trent

بر اثر فشار فیزیولوژیکی وارده بر گیاهان اشباع شده توسّط حجم زیادی آب، بازتابی نزدیک طول موج قرمزسرخ ممکن است برای دوره ممتدی کاهش یابد. این وضعیت ممکن است چنین امکانی را میسّر سازد تا تهیه نقشه موفقیّت‌آمیزی از گذشته مناطق به زیر طغیان سیل‌رفته حداقل ۵ روز پس از پس نشینی سیل امکان پذیر گردد. Deutsch و همکاران در سال ۱۹۷۳ م پیشنهاد کردند که اثرات در برخی مواضع، ممکن است در مدت چند هفته پس از طغیان ظاهر گردد. ولی بیشتر محتمل است که تغییر گیاهی درازمدت، بیشتر در گیاهانی که مداوماً تحت فشار هستند، باشد. کار انجام شده در کشور انگلستان توسط K.Blyth نشانگر آن است که حدود و ثغور سیل روی مناطق قابل کشت و زرع و علفزارها غالباً بعد از حداقل ۵ روز پس‌نشینی سیل، قابل کشف هستند. بکارگیری عکسبرداری فروسرخ رنگی کاذب با ادغام کم می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. (Blyth,Nash،سال ۱۹۸۰م)،به‌نگاره‌ٔرنگی ۵(صفحه‌سوم‌جلد)رجوع شود.

برای مناطق پوشش گیاهی و به منظور تعیین مناطق نیازمند برای فرونشانی سیل، رفتارسنجی سیل با هزینه کم از کل سیستم رودخانه‌ای، ممکن است پس از طغیان رودخانه همراه با سایر کارهای قابل ملاحظه به اجرادرآید. براساس موجود بودن زمین، تراکم خانه سازی و توسعه صنعتی و احداث خانه‌های جدید معمولاً در مناطقی که طغیان کم حادث می‌شود صورت می‌گیرد (Goddard، سال ۱۹۷۳ م).

زمینهای مرطوب

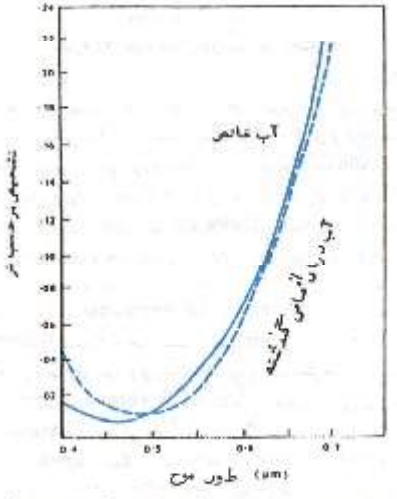
هنگامی که دید مستقیم از سطوح آب مثل باتلاق و یا سایر مناطق مرطوب دائمی امکان پذیر نمی‌باشد، غالباً این امکان موجود است حجم زمینی که به زیر طغیان آب رفته از طریق شناخت محتوای گونه‌های گیاهان موجود در آن عملی گردد. مطالعات اکولوژی بر مبنای زمینی نشان داده است که در بسیاری از نواحی اقلیمی توزیع گونه‌های گیاهی به طور گسترده، به وضعیت عمومی زمین در مناطقی که در حال دگرگونی هستند و مقادیر آب و زمین خشک بستگی دارد (Goodier، سال ۱۹۷۰ م). بنابراین سطوح آب در تابستان و بهار اساساً از طریق شناسایی قطعات گیاهان عمده مشخص می‌شوند (Wobber ،Anderson، سال ۱۹۷۲ م، Klemas و همکاران، سال ۱۹۷۵ م ,HCE wenetal، سال ۱۹۷۶ م، Sutliffe سال ۱۹۷۴م). چنانچه نمونه‌های شاخص به طور ملموسی در رنگ یا بافت نسبت به محیط مجاور متفاوت باشند، آنگاه فیلم فروسرخ رنگ حقیقی و یا سیاه وسفید قراردادی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در هر [illegible]

عکسبرداری چندطیفی یا سیستم تصویری جاروب کننده چندطیفی استفاده می‌کنند. سیستمهای سنجش میکروویوی، بالاخص طول موجهای بلندتر (حدود ۲۰ سانتیمتر) نسبت کوچکتری از علائم زمین یعنی گیاهان پاکوتاه زمینهای باتلاقی را مشخص می‌کنند و در مجموع علائم کوتاه به عنوان نتیجه‌ای از آب زیرزمینی ثبت شده که در نهایت مرزبندی از محتوای آن را امکان پذیر می‌سازد. (Matthews سال ۱۹۷۵ م).

کاوش در آب و اندازه گیریهای عمق

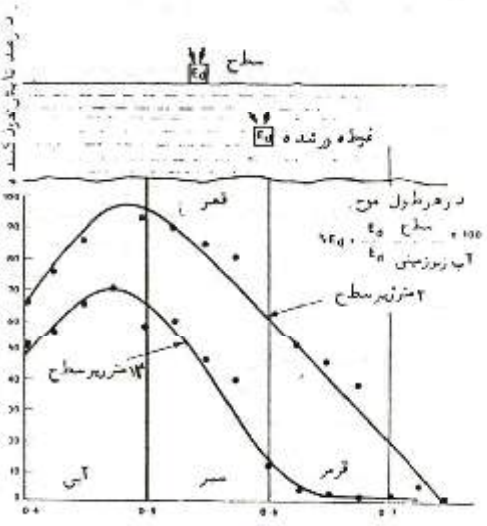
نفوذ در آب برای نقشه برداری زیر سطح

قبل از ارزیابی خواص نفوذ در آب یا برآورد عمق آب، باید با به کارگیری از روشهای سنجش از دور، خواص اصلی بازتابی حجم اب تفهیم گردد. با تابش نورخورشید برروی سطح آب تا اندازه‌ای از سطح آب بازتاب می‌شود. این بازتابی مربوط به سطح صاف و بازتاب کننده است، ولی ممکن است هنگامی که سطح آب کاملاً ناهموار باشد به صورت پخشنده درآید. باقیمانده تابش ورودی به حجم آب ژرف که شامل تحلیه به واسطه جذب و یا پخش توسّط مولکولهای آب خالص و یا توسّط ذرّات معلّق یا غیرمحلول در آب می‌باشد پخش، پراش و بازتاب می‌گردد. ممکن است نورخورشید چندین متر به داخل آب کاملاً تمیز و شفاف نفوذ نماید (Land Fitzer ، سال ۱۹۷۴ م) بنابراین به طور نظری باید مقدار اندکی از تابش که بازتاب شده، از این عمق ارائه گردد. در عمل، برای شناخت نویز وسیله و تغییرات جوّی که ممکن است بسیار وسیع باشند، سطوح علائم چنین عملی بسیار کوچک هستند، همان طوری که در نگارهٔ ۶ ملاحظه می‌شود حداقل انتقال نور در آب تقطیر شده نزدیک به ۰/۴۸μm است.



نگارهٔ (۶) ضرایب تشخیص بین آب خالص و آب از صافی گذشته

اندازه‌گیری آبهای زیرزمینی به وسیله نور وارده بر آن توسط Yost و wenderoth در سال ۱۹۷۵م، نشانگر این واقعیت است که در آب تمیز و شفاف حداکثر عبور نور در ناحیه آبی - سبز حدود ۰/۵۱μm می‌باشد که اساساً بر اثر جذب صورت می‌گیرد (به نگارهٔ ۷ رجوع شود). مقادیر عبور



نگارهٔ (۷) نفوذ تابش در آب تمیز اقیانوس

نوردو طول موجهای کوتاهتر و بلندتر در طیف مرئی به طور سریع کم می‌شود. به همین دلیل جای تعجب نیست که با بهره‌گیری از انواع مختلف لایه‌های حساس فیلم موجود و تصویری که به تابش در ناحیه ۰/۵μm بسیار حساس بوده و برای مقاصد آشکارسازی جزئیات کف اقیانوسها مناسب هستند به این منطقه فائق آئیم. (Lockwood و همکاران سال ۱۹۷۲م). آقای Lockwood و همکاران از آزمایشات خود چنین نتیجه گرفتند که مناسبترین فیلم برای تهیه نقشه از جزئیات کفی زیر سطح که در حال حاضر موجود می‌باشد Ektachrome EF Aerographic با فیلتر ناصافی Wartten-3 است که حساسیت طیفی ۰/۶۵μm-۰/۴۵μm را ارائه می‌دهد. پیشنهاد می‌شود برای نشان دادن آب از یک فیلتر دولایه با حداکثر طیفی ۰/۵۵μm و ۰/۴۸μm که استعداد نفوذ یکسانی روی فیلم Ektachrome را دارد ولی فاقد کنتراست رنگی است، استفاده می‌شود (Specht و همکاران سال ۱۹۷۳م و Vary، سال ۱۹۶۹ م).

نورستان ۱۹۷۵م، Keller فیلم رنگی طبیعی را که دارای استعداد نفوذپذیری تا حدود ۲۵ متری در آب تمیز را داشت متذکر شد و تناسب داشتن لایه‌های حساس، که به آسانی برای انواع مختلف کارهای مشاهداتی اقیانوس قابل تهیه بود مورد مقایسه قرار داد. با استفاده از سیستم تصویری ماهواره مطالعات جامعی در راستای تهیه نقشه از عوارض آبهای زمینی و عوارض آبهای ساحلی بالاخص از تصویری Landsat صورت گرفته که به صورت Vidicon پرتو برگشتی (RBV)[۶] باند سبز ۰/۵۷μm - ۰/۴۷۵μm بوده و یا معمول‌ترین کاربرد اطلاعات Landsat MSS باند سبز ۰/۶μm-۰/۵μm می‌باشد، که در زمینه ارائه آب و مقاصد تهیه نقشه و رسوب بهره گرفته شده است (Clark و همکاران سال ۱۹۷۲ م). از تصویری Landsat MSS امکان تهیه نقشه از آبهای کم عمق ساحلی با دقتهای مناسب متغیّراتی نظیر گیاهان بستر دریا (Williams، سال ۱۹۷۳ م) و انواع رسوبات و سدهای شنی (Anderson و همکاران، سال ۱۹۷۳ م) و عمق اقیانوس تا حدود ۲۰ متری (Lyzenga و polcyn سال ۱۹۷۳ م) وجود دارد. بحث حاشیه‌ای به طور چشمگیری محدود گردیده، با وجود باند وسیع، روشهای سنجش جزئیات زیر سطح آب به علت پیچیدگی عوامل مؤثر تراگسیلندگی جزئیات آب زیرزمینی مثل، ناهمواریهای سطح، اندازه و رنگ مواد معلّق و نوع کف مورد بررسی می‌باشد (Fitzgerald سال ۱۹۷۴ م). روشهای باند باریک، چندطیفی به طور دقیق به شرایط متداول وفق داده می‌شود بنابراین شانس بهتری را نسبت به روشهای تثبیت شده باند وسیع ارائه می‌دهد. برای مثال، سنجش در ناحیه آبی و در آبهای تمیز و عمیق اقیانوسها بهترین است. حال آن که، برای آبهای ساحلی که دارای رسوبات سنگینی هستند سنجش در ناحیه سبز - زرد، نتیجه بهتری را ارائه می‌دهد - به جدول (۱) رجوع نمائید.

جدول (۱): ویژگیهای تراگسیل نمونه‌ای از حجمهای وسیع آب

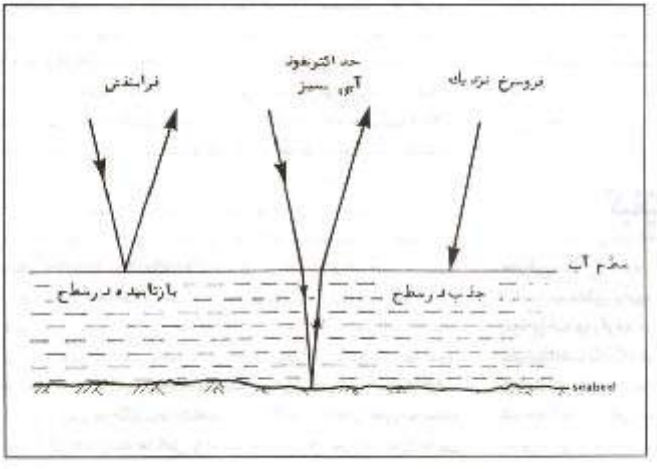
نمونه‌هایی از آب اقیانوس	حداکثر تراگسیل طول موج برحسب μm	درصد تراگسیل برحسب متر
تمیزترین اقیانوس	۰/۴۷	۹۸/۱
اقیانوسهای متوسط	۰/۴۷۵	۹۸
تمیزترین آب ساحلی	۰/۵	۸۸/۶
متوسط ساحلی	۰/۵۵	۷۲/۴
متوسط نزدیک ساحل	۰/۶۰	۶/۸

(Yost و Wenderoth، سال ۱۹۶۸م) به منظور اندازه‌گیری تضعیف آب در طول موجهای مختلف، عکسهایی از اهداف رنگی در روی سطح زمین برحسب [illegible] تهیه کردند. اندازه‌گیری آنها [illegible] در این داشت که (برای آبهای ساحلی در خلیج مکزیک) استعداد آشکارسازی اشیاء زیر آب در باند ۰/۵۴۳μm-۰/۴۹۳μm بوده و همچنین عمدتاً عرضه فیلم برای مکشوف ساختن جزئیات آب زیرزمینی مورد مقایسه نسبت به عرضه نیازمند برای شرایط نور سطح، ضرورت داشته است. افزایش اشیاء زیر آب بر اثر تغییرات در ذرّات معلّق و به وسیله به کارگیری روش تعیین طیفی که توسط آن تغییرات وسیع در روشنایی صحنه که در

آبهای ساحلی یافت می‌شود به طور کامل برطرف شده است. اساساً این دریافت‌ها و روشها می‌توانند در مورد تصویری که از نوع ارتفاعی گرفته شده به کار رود. برای همین دلیل یک مصالحه بین انتخاب طول موج مطلوب برای تشخیص حجم آب و برابری آن با یک «پنجره‌ی» جوی مناسب، از نزدیکی بالا ضرورت دارد.

اندازه‌گیری عمق آب

اندازه‌گیری هوایی از عمق آب می‌تواند به طریق کاربرد روشهای اندازه‌گیری مستقیم، یا تخمین اثرات جذب آب و یا تجزیه و تحلیل نمونه‌های موج سطح صورت پذیرد. روش مستقیم را فتوگرامتری و یا نیمرخ برداری لیزری شامل می‌شود. چنانچه آب ساحلی تمیز باشد این امکان وجود دارد که عوارض آبهای زیرزمینی را با استفاده از روشهای فتوگرامتری هوایی قراردادی (Geany، سال ۱۹۶۷ م، و Vary، سال ۱۹۶۹ م) با اندازه‌گیری اختلاف منظر عکسهای برجسته‌بینی منحنی تراز تهیه نمود. محدودیتهای فتوگرامتری معمولی هنوز در حداقل سه نشانه مرجع یا نقاطی که موقعیت نسبی آنهاشناخته شده و در عکس مورد نیاز است، موجود است و امکان تشکّل مدل برجسته را می‌دهد. نیمرخ برداری از عمق آب و از طریق سیستم Lidar امکان پذیر می‌باشد. در این حالت یک منبع نوری لیزری بدون انقطاع از سکّوی سنجنده ارسال شده تا سطح آب را در زوایای قائم قطع نماید. علامت نوری بازتاب شده ضعیف‌تری دریافت می‌شود. نفوذ مؤثر پرتولیزری در عمق آبها بستگی به شفّافیت آب، تضعیف جوی، قدرت لیزری و فرکانس دارد، ولی این نفوذ در آبهای صاف و شفاف و از طریق هوایما حدود ۵۰ متری عمق آب است در حالی که از طریق ماهواره به ۲۰ متری کاهش می‌یابد (اداره دریایی ـ سال ۱۹۶۹ م). اگر فقط یک فرکانس منفرد لیزری موجود باشد، عملیات در ناحیه سبز - آبی، نفوذ خوبی را در آب ارائه خواهد نمود (Hogg و Hickman، سال ۱۹۶۹ م). با لیزرهای قابل تنظیم، می‌توان بهترین طول موج را برای تناسب با رنگ آب انتخاب نمود. محاسبه عمق آب تابعی از زمان است یعنی زمان حرکت ارائه شده یک پالس نوری برای سفر از لنگ لیزری به بستر آب و برگشت به آشکارساز اصلی، منهای زمان رفت از سنجنده به سطح آب و برگشت آن است. اندازه‌گیری از متوسط انعکاس شکست از حجم آب درخواست می‌شود، ولی این مقدار به سرعت تغییر نمی‌یابد. نیمرخ Lidar فقط در یک نقطه و یادر امتداد یک خط پرواز دقیقترین اندازه‌گیریهای هوایی را میسّر می‌سازد و نسبتاً نمونه ضعیفی را ارائه می‌دهد. لذا نیمرخ برداری از نوع سیستم Lidar همواره با روشهای برآورد تصویر برداری عمق به نحو احسن و در راستای تهیه مرجع عمق دقیق قرار می‌گیرد تا در امتداد خط مرکزی یک تصویر که بعدها نسبت به تمامی کادر عکس درون‌یابی[۷] شده، به کار رود. در گزارش مربوط به تهیه نقشه فتومتریک و پلاریومتریک از آبهای نیره و عمق آب که در سال ۱۹۷۳ م از طرف GAC انجام پذیرفت به طور نکواری بیان گردیده، که چگونه یک سیستم گسترده یابی لیزری اندازه‌گیریهای عمق را به طور دقیق و در امتداد خط مرکزی دادهٔ جاروب کننده تصویر برداری غیرفعال انجام می‌دهد. فقط گاهگاهی بازبینی دستی از عمق آب به منظور اطمینان از کار لیزر مورد نیاز است. هم چنین سیستم جاروب کننده‌ی از نوع Lidar مثل سیستم Larsen-500 مورد توجّه قرار می‌گیرد. مهمترین کاربرد سنجش از دور در زمینه تهیه نقشه از دریاچه‌ها، خورها و آبهای کم عمق ساحلی است. در آبهای کم عمق، مؤلفه نور خورشید بازتاب گردیده از بستر حجم آب، بسیار وسیع بوده و آن تضعیف این مؤلفه روی بسیاری از برآوردهای عمق آب استنباط شده است. به نگارهٔ ۸ رجوع گردد.



نگارهٔ (۸)
عمل متقابل تابش الکترومغناطیس با حجمی از آب

در سال ۱۹۶۹م Sattinger وpolcyn پی بردند، فقط در مناطقی که نوع کف و شفافیت آب یکسان هستند ارتباطی قابل اعتماد و توجّه بین علائم ثبت شده و عمق آب وجود دارد. استفاده از روشهای جاروب کننده چندطیفی، این امکان را فراهم کرده است که دریک یا چند باند باریک داده‌ها جهت تسهیل علائم ویژه طیفی هر عنصر نشر پذیری زیر آب مورد استفاده واقع گردد. Sattinger وpolcyn به سال ۱۹۶۹ م تعیین عمق آب را با اندازه‌گیری اختلافات تضعیف دو باند موج باریک، که توسّط انتقال انتخابی حجم آب یکسان داده شده به وجود آمده بود، انجام دادند. به علّت جذب تفاضلی علامت گذاری شده طول موجهای آبی و سرخ، اختلاف زیادی در ضرایب خاموشی نور[8] این طول موجها (یک تابعی از عمق که نسبت به آن نور طول موج ارائه شده در یک ستون آب خالص نفوذ خواهد کرد) - به نگارهٔ ۶ رجوع شود. چنانچه تراگسیلندگی حجم آب و نسبت بازتابی مواد کف برای دو طول موج منتخب شناخته شده به وجود آورند، آنگاه نسبت نور سرخ به نور بازتابیده آبی تابعی از عمق خواهد بود. سایر تغییرات مثل شدت و زاویه روشنایی، زاویه سنجنده، اثرات جوّی و ناهمواریهای سطح دریا در لحظه داده شده، ثابت خواهد بود. بنابراین تأثیر چندانی بر مقدار نسبت نخواهد گذاشت . در بعضی مناطق تراگسیلندگی آب و ویژگیهای کف، شنی نرم و یکسان است. اندازه‌گیری عمق آب با بهره‌گیری از این روش تا عمق ۹ متری با دقتی معادل ٪۲۰± انجام می‌گیرد. امّا تحت شرایط بهتری، اندازه‌گیریها می‌توانند تا عمق ۱۶ متری انجام پذیرند (Brown و همکاران سال ۱۹۷۱م). در سال ۱۹۷۳م توسط GAC کار جدیدی صورت گرفت. وی با بکارگیری این روش و با یک Digital photogrammetric mapper افزایش عمق را به مقدار ۰/۳ متر در ۱۲ متر آب ساحتی توانست تجزیه کند. اساساً، در هر صورت، دقتها در حدود ۱۰ درصد در عمق ۱۵ متری با به کارگیری سه باند طیفی نرمال می‌باشند. چنین روشهایی از ارتفاع کم هدایت می‌شوند. در غیراین صورت اثرات تضعیف تفاضلی جوّی باید اندازه‌گیری شوند. Higer و Kompinski در سال ۱۹۶۹ م از داده Lanusat MSS در زمینه شناخت گستره‌های اعماق مختلف و با یک روش ساده‌تر بهره گرفتند. آنها به استناد مقایسه‌های داده‌ی چندطیفی مناطق نقشه نشده و با ویژگیها و علائم طیفی نقاط کنترل محل یا مناطق آموزش در اعماق شناخته شده، توانستند عمق بین ۱ - ۰ متر، ۱/۵ - ۱ متر و ۵ - ۱/۵ متر را تعیین نمایند. آشکارسازی خط از سایه درختان به عنوان عمق آب حدود ۱/۵ درصد مجموع منطقه شناخت عمق آب را ایجاد کرد. آنها همچنین دریافتند که در منطقه Florida, Everglades، اعماق مختلف آبهای کم عمق می‌توانند از طریق توزیع گیاهان ناحیه‌ای و با بهره‌گیری از داده‌های چندطیفی طبقه‌بندی شده معیّن گردند. Sutcliffe در سال ۱۹۷۲ م نمونه‌های مربوط به گستره عمق آب را در ناحیه جنوبی باتلاق Sudd رود نیل ملاحظه نمود. در سال ۱۹۷۰ م آقای Goodier رابطه مشابهی را در زمینهایی مرطوب، شیرین و شور در انگلستان مشاهده کرد. سرانجام داده‌های جاروب کننده چند طیفی باید رابطه مشابهی را اثبات نماید. در هر صورت، کنترل دقیق عرضه فیلم و پردازش نیازمند تجزیه و تحلیل چگالی سنجی تصویری است که دنبال شود. بنابراین داده‌های جاروب کننده چندطیفی بسیار قابل اعتماد، آسانتر و ارزانتر برای این فرآیند محسوب می‌شوند. ویژگیهای امواج سطوح (ممکن است روی تصویری هوایی ثبت شوند) ممکن است در زمینه برآورد عمق آب مورد استفاده واقع گردند. پاره‌ای از این روشها توسط polcyn و Sattinger در سال ۱۹۶۹ م شرح داده شده‌اند. پیشرفت امواج از طریق آبهای عمیق نامحدود دارای سرعتی است که به طول موج و دوره آنها مربوط می‌شود. همان طوری که امواج به عمق آبی که کمتر از حدود نصف طول موج است نزدیک می‌شوند، سرعت و طول موج آن‌ها به طور قابل ملاحظه کاهش می‌یابد. از طریق اندازه‌گیری طول موج آنها در آب عمق (L) و نیز آبهای کم عمق (Lo)، اغلب این امکان موجود است که از طریق یک عکس منفرد، نسبت طول موج آنها L/Lo تعیین شود. چنانچه این امکان موجود نبود که بتوان موج را هنگام عبور از آبهای عمیق به آبهای کم عمق رفتارسنجی نمود، پس لازم است که عمق آب را فقط از روی آبهای کم عمق محاسبه نمود، مشروط بر آن که عکسهای متوالی با فاصله زمانی کوتاه گرفته شود. با استفاده از این روش، سرعت امواج نسبت به بعضی نقاط مرجع ثابتی که باید در هر عکس ارائه گردند، اندازه‌گیری می‌شود. ارائه سرعت و طول موج در آبهای کم عمق (عمق آب میانگین) با دقتی وسیعتر وبراساس نظام الگوهای موج تخمین زده می‌شود. هنگامی که $d/Lo \leq \frac{1}{2}$ باشد، سرعت موج متناسب $\sqrt{d}$ است. این چنین روشهای برآورد عمق برای بسیاری از خطوط ساحلی دریاچه‌های بزرگ و آبهای ساحلی که از شیب نسبتاً یکسانی برخوردارند مناسب هستند. در حالی که برای حجمهای آبهای کوچک و یا خطوط ساحلی که دارای پیچیدگی فیزیکی هستند مناسب نمی‌باشد.

ویژگی اصلی نسبت به روشهای چندطیفی این است که وسایل خاصی مورد نیاز نیست و تجزیه و تحلیل داده ها به سهولت انجام می‌پذیرد. پردازش نوری Fouvier تصاویر نمونه‌ی موج در هر صورت برای تبدیل موج خفیف که توسط آبهای زیرزمینی تم عمق پیش می‌آید به منظور سرعت بخشیدن به محاسبات روی یک منطقه وسیع مورد استفاده واقع می‌شود.

کیفیّت آب و تیرگی

معرفی

به منظور برآورد عمق آب از روشهای سنجش از دور در راستای نفوذ در آب بهره‌گرفته می‌شود. اثرات کیفیّت آب باید مورد توجّه قرار گیرد. بنابراین اغلب یک گام کوچک در زمینه طرح مجدد چنین روشهایی برای مشاهده تغییرات در کیفیّت آب، هنگامی که عمق آب و ویژگیهای کف شناخته شده اند کافی است. بسیاری از روشهای سنجش از دور در آبهای عمیق موفق تر هستند. در حالی که در دریاچه‌های کم عمق و رودخانه‌ها

مشاهدات کنترل بیشتر مورد نیاز هستند. اثرات مواد آلی معلّق و غیرآلی و آنهایی که از حل شدن مواد تشکیل یافته‌اند و از نظر سنجش از دور به طریقی مشابه هستند، در این قسمت مورد توجّه می‌باشند. بیشتر موادمعلق و پاره‌ای حل شده اساساً عامل تغییر در شدت نور ساطع گردیده از یک حجم آب یا تغییر رنگ آن بر اثر حضور آنها می‌باشند. با به کارگیری روشهای ثبت عکسی ساده غالباً اختلافهای رنگ آب یا روشنایی، چه به صورت تغییرات در تراکم تصویردر صورتی که فیلم سیاه وسفید باشد و چه تغییرات در رنگ، Hue اشباع و روشنایی با فیلم رنگی مختلف شناسایی می‌شود. اگرچه اختلافها در رنگ آب و از طریق فیلم پانکروماتیک سیاه و سفید بدون فیلتر کشف و به صورت نقشه درمی‌آید ولی استفاده از فیلم رنگی اولین گام به طرف تعیین عامل آلی و غیرآلی و شبیهایی تغییر رنگ است. به نگارهٔ ۹ در صفحه سوم جلد رجوع شود.

بنابراین، ویژگیه، از نوع خاصّی که از کارخانه‌ها به بیرون جریان پیدا می‌کند قابل شناخت می‌باشد. مثلاً رنگ سرخ روشن در کارخانه‌هایی که اقدام به ساخت رب گوجه فرنگی می‌نمایند دلیل این مدعا است. چنانچه رنگ یک رسوب معلق بتواند آشکار گردد، این امکان موجود است که بتوان تعیین نمود آیا از یک منبع ویژه فرسایش سرچشمه گرفته است و یا نه (Curry، سال ۱۹۷۷م).

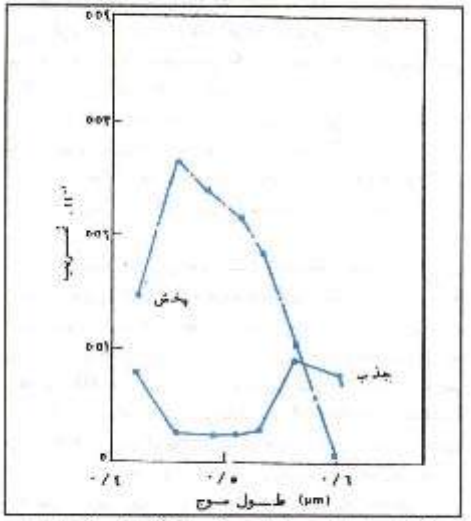
موادمعلّق

گاهی ممکن است اندازه‌گیری از تمرکز رسوب معلّق یا تمرکز موادشیمیایی حل شده مورد نیاز باشد. بسیاری از عوامل باید مورد توجّه قرار گیرند، مثل، شدت و زاویه روشنایی خورشید، شرایط سطح آب و شرایط جوّی، عمق آب، بازتابی کف، عرضه فیلم، و تغییرات فرآیند و نیز جنبه‌های کنترل زمینی. توضیح مناسب براساس خواصّ نوری و فیزیکی حجمهای آب طبیعی که دارای مواد معلّق و حل شده‌اند، موجود است. مثل، گزارشها براساس خواصّ طیفی مواد (Reveesictal، سال ۱۹۷۵ م) و (Fitzgerlond، سال ۱۹۷۲ م) و (Reeves، سال ۱۹۶۸ م).

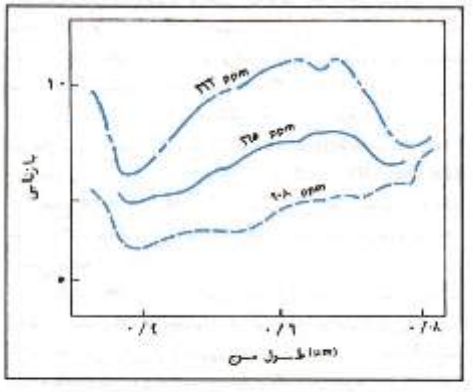
نگاره‌های ذیل توضیحاتی را در مورد رابطه اساسی که در حجمهای آب یکسان مورد دلخواه اتفاق می‌افتد شرح می‌دهد. نگارهٔ ۱۰ اهمیّت بالنسبه پخش و جذب را به عنوان مکانیسمهای تضعیف و چگونگی وابستگی آنها را به طول موج موجود در ناحیه مرئی طیف نشان می‌دهد.

جدول ۱ رابطه تضعیف – طول موج را که در آبهای سطحی نمونه‌ای‌یافت شده، شرح می‌دهد. سرانجام نگارهٔ ۱۱ تغییر در طیف بازتابنده از یک جسم واکه در عمق آب قرار گرفته و هنگامی که افزایش تمرکز ماده مخصوص از رنگ ثابت بدان اضافه شده نشان می‌دهد. تیرگی عبارت است از یک اندازه‌گیری از تضعیف نور به وسیله یک حجم آب و به طور معمول در واحدهای Jackson[9] که براساس یک توان نور شمع است اندازه‌گیری می‌شود.

شکل، اندازه، و ترکیب مواد معلّق همگی در پخش نور مؤثر می‌باشند و این امکان که بتوان به طور مستقیم تیرگی را به وزن در واحد حجم موادمعلق در مکانهای مختلف مربوط سازیم، موجود نیست. این ارتباط در وهله نخست باید توسط اندازه‌گیری در مکان از انتقال آب و از طریق تجزیه و تحلیل نمونه‌های رسوب معلّق که از طریق سنجش از دور یا پروازهای اضافی گرفته می‌شود، تعیین شود. احتمالاً مهمترین عاملی که با بهره‌گیری از فیلم عکسی یا باید عریض انجام می‌شود گزارش تصویر یا تراکم رنگ یا تمرکز اندازه‌گیری شده کامل از اجسام معلّق یا محلول در یک حجم



نگارهٔ (۱۰) رابطه بین پخش و جذب برای آبهای نزدیک ساحل



نگارهٔ (۱۱) تغییر در بازتابی حجم آب

آب می‌باشند. چنانچه رابطه‌ای ساده بتواند تغییراتی که بین این دو متغیّر موجود است نشان دهد، آنگاه امکان دارد مدتی میزان برداری از تمرکز آب روی عمق ارائه گردیده، عملی گردد. یک تولید مؤثر در تعداد نمونه‌های آب مورد نیاز هنگامی مورد انتظار واقع می‌گردد که با روشهای تهیه نقشه قراردادی کیفیّت آب که کلاً به نمونه برداری آب استناد دارد، مورد مقایسه قرار گیرد. چنین بررسی توسط Lille sand و همکاران در سال ۱۹۷۵ م با استفاده از فیلم فروسرخ رنگی کاذب و به منظور رفتارسنجی ریزابه‌هایی که از کارخانه‌های کاغذسازی به رودخانه Lower falls جریان پیدا می‌کرد صورت گرفته است. نتیجه کار نشان می‌دهد که برای تخمینه‌های غیرحرارتی نمونه‌ای، اندازه‌گیری تراکم تصویر عکس، به طور کیفی برای پیش‌بینی کیفیّت آب مورد استفاده قرار می‌گیرد چنانچه؛

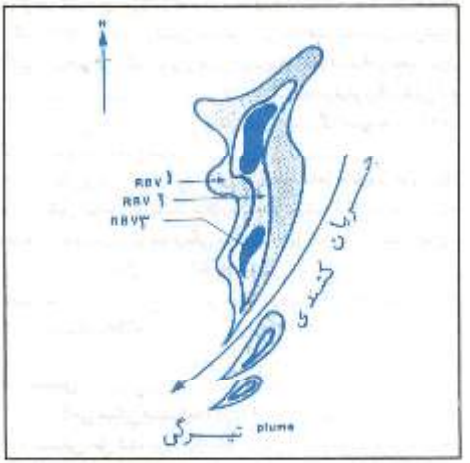
۱) یک رابطهٔ سیستماتیک بین سازتابندگی نمونه آب و تعداد اندازه‌گیری از کیفیّت آب تعیین شود (اجسام معلّق، تیرگی و ...)؛

۲) رابطهٔ بین عرضه فیلم و بازتابندگی صحنه مورد توجّه قرار گیرد؛

۳) رابطهٔ بین چگالی فیلم و عرضه فیلم به اندازه کافی تقریبی است.

چنانچه این سه معیار قابل حصول باشد، چگالی تصویر اندازه‌گیری شده در راستای پیداکردن سطوح عرضه فیلم مورد استفاده قرارگیرد، سطوح عرضه فیلم در زمینه یافتن سطوح بازتابندگی صحنه نیز در راستای پیش بینی مقادیر پارامتر کیفیّت آب به کار می‌روند. کار مشابهی توسط Allen و Psuty در سال ۱۹۷۵ م براساس عکسهای ۳۵ میلیمتری به رقم درآمده، از فاضلابهای ساحلی صورت گرفت. Blanchard و Leamer در سال ۱۹۷۳ م اندازه‌گیریهای بازتابندگی طیفی از آب را از منابع مختلفی که شامل رسوبات معلّق بود، انجام دادند. آنها بدین نتیجه رسیدند که بازتابندگی رسوب توک اساساً حدود ۰/۷۵μm است که اتفاق می‌افتد. به منظور حصول بعضی اندازه‌گیریها از تمرکزریزابه‌ها در اعماق مختلف آب لازم است دوباره به روشهای سنجش چندطیفی رجوع گردد. زیرا طول موجهای مختلف نور توسط حجمهای آب برای تغییر درجات که به وضعیّت آنها بستگی دارد، جذب می‌شوند. طول موجهای معیّن مستعد نفوذ در عمق بیشتری در مقایسه با انواع دیگری هستند. به نگارهٔ ۶ و ۷ رجوع گردد. بنابراین نتیجه تابش متفاوتی با هر یک از باندهای موج بوده واز سترنهای مختلف عمق آب منتج خواهد شد. Cokeretal در سال ۱۹۷۳ م در تصاویر، یک تیرگی را در Vidicon پرتوبرگشتی Landsat (RBV) که از خلیج Tompa، در Florida بر اثر لایروبی ایجاد شده بود، ملاحظه نمود. سه باند طیفی که مورد استفاده واقع گردیدند سبز، سرخ و نزدیک فروسرخ بودند.

تابش فروسرخ نزدیک تقریباً تماماً به وسیله آبهای سطحی جذب گردیده به قسمی که مادّه مخصوص در هر سطح، بازتاب تابش را که به عنوان منطقه تُن روشن کوچک روی تصویر ظاهر شده، موجب گردیده است. منطقه روشن روی باند سرخ بسیار بزرگتر از فروسرخ بوده، که در هر باند مشاهده گردیده است. مرکز منطقهٔ روشنتر از لبه خارجی است. این نشان می‌دهد که تمرکز تیرگی رسوب یا رنگ روشن در مرکز منطقه Plume بیشتر بوده و در خارج از منطقه، مادّه مخصوص معلّق بوده و یا ذرّات دیگری در عمق بیشتری نهشین شده‌اند. بنابراین، هرچند که یک اندازه‌گیری معیّن از تمرکز رسوب در عمل میسّر نیست. مع الوصف اطلاعات قابل توجهی براساس دینامیک سه بعدی از Plume کسب گردید. نگارهٔ ۱۲ نشانگر نتایج به دست آمده از به کارگیری این روش است.



نگارهٔ (۱۲) وجود تیرگی Plume که در باندهای ۱ و ۲ و ۳ Vidicon پرتوبرگشتی Landsat-1 ثبت گردیده است.

چنانچه نمونه‌های آب منطقه در سه بعد رسوب Plume مورد توجّه قرار گیرد، کیفیّت کامل آب و مدل تیرگی ایجاد می‌گردد. به منظور کسب اطلاعات حقیقی سنجنده، شده از دور سه بعدی براساس تغییرات کیفیّت آب با بهره‌گیری از تکنیکهای چندطیفی، محاسبات رادیومتری طیفی پیچیده لازم است که معمولاً از طریق روشهای پردازش کامپیوتری انجام شود.

گزارش سال ۱۹۷۳ م Grumman Aerospace چگونگی تیرگی نیمرخهای زیر سطح را که با استفاده از سنجنده فتومتریک رقومی[۱۰] که اساساً یک Vidicon[۱۱] مشابه دارای بوده که می‌کرد، از ما برش فیلترهای عبور باند باریک فعّال گردد، شرح می‌دهد. بازدهی مشابه از این وسیله و از عملیات فتومتریک غیرجاروب کننده در امتداد خط مرکزی منطقه جاروب گردیده، به نمونه رقومی مبدّل و مستقیماً روی نوار کامپیوتر سازگار (CCT)[۱۱] ذخیره می‌گردد. استفاده این وسیله پیکربندی، این امکان را میسّر می‌سازد تا یک مدل از عمق آب برای اثرات تضعیف آب طول موجهای مختلف همراه با اثرات سازتابندگی عمق، بازتابندگی آب،

بازتابندگی آسمان، قطبش و غیره را روی حجم آب داده شده ایجاد نماییم. با برداشت اندازه‌گیریها در باندهای طیفی مختلف مثل سبز و سرخ، تضعیف سیگنال مختلف اندازه‌گیری شده می‌تواند در راستای اندازه‌گیری عمق آب به کار رود.

ملاحظه می‌گردید که افزایش میزان تیرگی غالباً ممکن است در اثر پخش انواع مختلف نور، کاهش بازتابی در قسمتهای آبی طیف و افزایش در قسمت سرخ را موجب گردد. به منظور ارزیابی درجهٔ آلودگی ذرّات معلّق باید اندازه‌گیری نافذ به عمل آید. برآورد موفّق تیرگی آب در اعماق ارائه شده به وسیله اندازه‌گیری نتیجه کاهش قطبش نور در ناحیه سرخ انجام پذیرفت. ولی روشهای مختلف مدل سازی برای موقعیّتهای مختلف فیزیکی لازم تشخیص داده شدند.

هرچند مشخص شده که روش پلانیمتریک روش مطلوب خوبی است ولی ترکیبی از چندطیفی پلانیمتریک و روشهای لیزری همراه با نمونه برداری آب در منطقه و اندازه‌گیری تابش نور خورشید ورودی می‌تواند بهترین ترکیب به شمار رود.

موادموجود در محلول

موزیندی اجسام محلول اغلب به طریق آسان صورت گرفته و آن در حالتی است که رنگ مختلفی را در مقابل توده آب زمینه‌شان ارائه نمایند.

طیف سنجهای هوابردی بالاخص طیف سنجهای لیزری سازگار به طور موفقیت‌آمیزی برای تعیین انواع محلول به کار گرفته شده‌اند.(به نگارهٔ ۱۳ رجوع شود). LRS[12] برای سنجش از دور بسیار مناسب می‌باشد و به عنوان طیف‌سنج باعث آشکارسازی ملکولهای منبع تابش لیزری متعلّق به خود می‌گردد، لذا بدین وسیله باعث کاهش اثر تغییر تابش خورشیدی می‌گردد.

این نتایج در یک سیستم قابل تولید بیشتر و حساستر در مقایسه با طیف سنجهای قراردادی است. هنگامی که پرتو تک رنگ نور به محلول مایع تابیده می‌شود ملکولهایی که آن محلول را شکل می‌دهد دارای اثر پخش روی نور ورودی هستند و نتیجه تغییر کم در طول موج[13] موجب تعیین دقیق ترکیب شیمیایی ملکول می‌شوند. معرفی خوب نسبت به روش طیف بینی Raman توسط Davis و همکاران در سال ۱۹۷۳ م ارائه گردیده است. تمرکز اندک مواد در ملکول ممکن است گاهی به آسانی روی سیگنال فوق زمینه آب تعیین نشود، بنابراین این منبع نور سازگار به طور مداوم مورد نیاز است. به طوری که طول موج ایجاد کننده بیشترین تشدید، با ملکولهای نیازمند بتوانند انتخاب شوند (Klainer و همکاران، سال ۱۹۷۴م). این مسئله به عنوان RRS[14] شناخته شده است.

به علاوه، توسّط نوسان الکتریکی (پالس) پرتو نور (معمولاً یک لیزر) اندازه‌گیری از زمان طی طریق می‌تواند برای محاسبه اجسام دوردست که اندازه‌گیریهای سه بعدی از تمرکز محلول صورت پذیرد را قادر می‌سازد انجام شود.

دمای آب

در این بخش در مقام مقایسه با بسیاری از متغیّرات وابسته به آب که مورد بحث قرار گرفت و اندازه‌گیری دمای آب با بکارگیری روشهای سنجش از دور در این راستا مورد توجه واقع گردید. چیزی که باید بدان توجّه گردد دمای سطح در یک حجم آب است که معمولاً مورد سنجش قرار می‌گیرد و لذا فقط به عنوان شاخص از وضعیت آب زیر سطح مورد استفاده واقع می‌گردد. به منظور درون یابی دمای سطح اعماق زیاد، مدلهای دقیق از گزارش آب و یا نیمرخهای دمای آب باید ایجاد گردد. به منظور انجام محاسبات مثل مقادیر حجمهای بخارآب، اندازه‌گیریهای دما از چند میلیمتر از قلّه آب ممکن است کافی باشد، ولی چنانچه دمای سطح که به عنوان شاخص به کار می‌رود مورد نظر باشد، اطلاعات اضافی در قالب نمونه برداری در محل مورد نیاز خواهد بود.

پدیدهٔ مهم دیگری که باید هنگام استفاده داده دمای آب سنجیده از دور به کار رود اثر لایه مرز می‌باشد. نتیجه مبادله گرما بین جُو و سطح آب حدود چند میلیمتر از سطح آب معمولاً با آبی که در زیر قرار دارد ۲ تا ۳ درجه سانتی‌گراد بجز در شرایط تیرگی تفاوت دارد. چنین اثرات لایه مرز اساساً هنگامی که داده‌های سنجش از دور مربوطه نسبت به اندازه‌گیریهای

نگارهٔ (۱۳)
نمودار Schemaic از یک طیف‌سنج لیزری قابل تنظیم

دمای آب در محل بکار می‌رود جایز شمرده می‌شوند. ولی جایی که دقت زیاد مورد نیاز باشد، مشکلات عظیم در اندازه‌گیری دمای سطوح ضخیم آب یافت می‌شود (Fitzgerald، سال ۱۹۷۴ م).

خطاهای اضافی ممکن است در اثر تغییرات سطوح و آن هم به علّت اثرات تراکم پیش آید و هنگامی که آبهای کم نمک با آبهای گرم‌تری که متمایل به قرار گرفتن روی لایه‌های متراکم‌تری هستند، ارائه نگردند. متداولترین و مؤثق‌ترین سنجنده به کار گرفته شده برای سنجش دمای سطوح دور، رادیومتر فروسرخ می‌باشد که ممکن است هم به صورت برداشت قرائت دما در یک نقطه و هم برای تولید نیمرخهای دما در امتداد یک خط مورد استفاده واقع گردد. در نمونه‌های جاروب کننده خطی، استعداد اندازه‌گیری تغییرات در دمای سطح فوق یک منطقه را دارند و به تصویر با دمای سطح اندازه‌گیری شده در نقاط متعدد داخل یک تصویر، تراکم تصویر واسط به عنوان یک دمای مفروض طرح می‌گردد (Hoffer و Bartolucci سال ۱۹۷۲ م).

در هرصورت، امروزه اغلب رادیومترهای فروسرخ با یک منبع شناخته شده مرجع درونی و گسیلمندی قادر هستند که با اندازه‌گیری دمای مطلق انجام شده، متناسب شوند. معهذا، سیگنال دریافت شده از طریق زمین با زاویه دید تغییر یافته و احتمالاً توسط اثرات جوّی و اپیچش می‌باید و اینها باید قبل از آن که دماهای سطح مطلق ارائه شوند، محدود گردند بالاخص هنگامی که از طریق ماهواره سنجیده می‌شوند.

تصحیح اثرات جوّی

استنباط دقیق برای اثرات جوّی به سهولت توسط ارتباط سیگنال سنجیده شده نسبت به دمای سطح شناخته شده روی زمین انجام می‌پذیرد. این مسئله ممکن است روش معقولی برای نواحی بسیار کوچک محسوب گردد. ولی، در مقیاس کالیبره شده تا ضابطمندی، برای مناطق وسیع به حساب می‌آید. همان طوری که تغییرات جوّی محل نمی‌توانند بدون پیش بینی کنترل زمینی وسیع بجایز باشد. به علت تضعیف جوّی، سنجنده‌های فروسرخ، اساساً از صافی گذرانده شده و یا مجهّز به کشف کننده‌هایی هستند که به تابش در یکی از نواحی طول موج پنجره جوّی به ناحیه ۳/۵μm - ۱۳/۵μm حسّاس باشند. در این ناحیه طول موج گسیلمندی سطح آب حدود ۹۸ درصد مشروط بر آن که زاویه تابش سنجنده نسبت به سطح نرمال باشد (Stirgelin،Avis سال ۱۹۷۳ م).

این بدان معنی است که حتّی در مورد حوزه‌های خط مستقیم کوچکی سیگنال فروسرخ که توسط سنجنده کشف گردیده، بازتاب شده است. بنابراین سیگنال اندازه‌گیری شده مستقیماً به دمای سطح حقیقی آب مرتبط می‌شود. هرچند در هنگام شب سنجش امکان پذیر است ، جذب قوی هنوز منتج از حضور ابر و ناصافی جوّی است (Farrow، سال ۱۹۷۵م). با اندازه‌گیریهای بخار آب، دی اکسیدکربن، اوزون، ذرات و دمای هوای یک ستون جوّی، مدلها به منظور برآورد احتمالی تراگسیلندگی جذب و پخش سیگنال فروسرخ سازماندهی می‌شوند. برای جزئیات بیشتر در مورد اثرات جوّی روی طول موجهای فروسرخ، سری گزارشهایی نظیر ESROCR مناسب می‌باشند (Farrow، سال ۱۹۷۵ م). به علّت اثرات تضعیف جوّی و به عنوان افزایش طول مسیر، ممکن است محاسبات پیچیده برای سنجش ماهواره هوابردی نیاز باشد. در هر صورت، برای عملیات، سکّو در ارتفاع چندصدمتری در شرایط صاف اثرات جوّی امکان دارد در گسترهٔ خطای اندازه‌گیری دمای قابل قبول قرار داشته باشد. معمولاً خطاهایی که توسط جُو سبب می‌شوند تقریباً به طول ۱۰۰ متر افزایش یافته و آنگاه با سرعت کمتری با توجه به رقیقی هوا کاهش می‌یابند. سبب اصلی خطا، اختلاف در دما بین جُو و نشانه و توزیع رطوبت است. در هوای تمیز ولی شرایط مه آلود این اثرات می‌توانند مؤثر در خطای ترکیب شده حدود ۱۰ درجه سانتی‌گراد در ۳۰ متر ارتفاع سنجنده مصنوعی شوند. در سالی که حضور ابرهای نازک باعث افزایش خطا تا حد ۳ الی ۴ درجه سانتی گراد می‌گردد (Atwelletal، سال ۱۹۷۱ م). اثرات جوّی اغلب توسط باریک شدن گستره طیفی، حسّاسیت وسیله را برای تطابق با ناحیه‌ای که از جذب جوّی کمتری برخوردار است کاهش می‌دهند. برای نمونه ۱۴μm-۱۶μm و ۹μm-۱۱μm سطح سیگنال پایین‌ترین منتج خواهد بود و نهایتاً یک مصالحه بین دو نیازمندی گاهی ضرورت دارد. رفتارسنجی از ترکیبات جوّی و از طریق نمونه‌برداری مستقیم بسیار مشکل است. روش دیگر عملیات سنجنده‌ها در حداقل دو طول موج مختلف است. هنگامی که تابش سطح تضعیف می‌گردد و تابش مسیر از طریق جوّ با افزایش ارتفاع زیاد می‌شود چنین روش چندطیفی در هنگامی که ارتفاع سنجنده افزایش می‌یابد، مطلوب است. جذب توسط گازها به طور قوی وابسته به طول موج است. بنابراین مقایسه بین سیگنالهای زمین با بکارگیری دو طول موج که به طور تفاضلی جذب می‌شوند، این امکان را میسّر می‌سازد که تصحیح برای اثر مواد جاذب انجام گردد. در سال ۱۹۷۱ م آقای Anding و همکاران روش استفاده سه کاناله با یک فروسرخ تمرکز یافته در ۴/۹μm و ۹/۱μm و ۱۱μm را سفارش نمودند. در شرایط تری و یا آزاد، نسبت علائم ثبت شده در این کانالها امکان اندازه‌گیری بسیار دقیق را از تغییر جذب مولکولی مثل بخار آب، دی اکسیدکربن، اوزون و غیره میسّر و تصحیح جوّی برای حضور آنها همراه با سایر تصحیحات برای اثرات پخش جوّی ممکن می‌سازد. نوع دیگر روش تصحیح جوّی ولی با دقت کمتر عبارت است از مشاهده یک نشانه ارائه شده در دو یا چند زاویه مسیر. برای مثال، چنانچه یک هدف به طور قائم و با زاویه مایل ۶۰ درجه مورد رؤیت قرار گیرد، طول مسیر جوّی در برابر می‌گردد و مقایسه دو سیگنال ثبت شده امکان تصحیح را برای افت انتقال میسّر می‌سازد.

سنجش فروسرخ حرارتی

از رادیومتر فروسرخ حرارتی به طور گسترده و با موفقیّت در زمینه تهیه نقشه دمای سطح از انواع آبهای مختلف بهره گرفته می‌شود. از ارتفاع کم هواپیما که مجهّز به رادیومترهای فروسرخ جاروب کننده است.

رودخانه‌ها و دمای سطح رودخانه‌ها اغلب با اهداف کشف آبهای زیرزمینی یا آبهای آلوده و نیز ویژگیهای ترکیب آنها با حجمهای آبهای اصلی به صورت نقشه درآمده‌اند (Souto-Maior، سال ۱۹۷۳ م). در سال ۱۹۷۳ م Borgese و همکاران تهیه نقشه از دمای رودخانه در فواصل یک درجه سانتی‌گراد را به منظور ردیابی از ریزشگاه کارخانه کاغذسازی و ایستگاه فشارقوی با به کارگیری جاروب کننده ۱۴-۸ میکرونی شرح می‌دهد. سرانجام Atwell و همکاران در سال ۱۹۷۱ م با به کارگیری همان گستره طیفی اندازه‌گیریهای دمای سطح را در رودخانه به انجام رسانیدند. تجارب به ۰/۳ درجه سانتی‌گراد از یک ارتفاع ۹۰۰ متری تصحیح می‌شود. داده‌های سنجیده شده از دور از طریق اندازه‌گیریهای دمای آب توسط ترمومترهایی که دقت آنها ۰/۱ درجه سانتی‌گراد بوده شرح داده شده‌اند. در سال ۱۹۷۳م Sovto-Maior از داده‌های جاروب کننده حرارتی در ناحیه ۱۴μm-۸ که ارتفاع ۵۰۰ متری الی ۶۰۰ متری گرفته شده، در زمینه مطالعات جریانهای آب در مقیاس بسیار کوچک بهره گرفته است. Lee در سال ۱۹۶۹ م به وسیله کاربرد جاروب کننده فروسرخ Bendik که در ناحیه ۵/۵μm و ۱۲μm-۸ عمل میکرد و جریانهای چشمه‌ای کمتر از ۰/۱ لیتر درثانیه را به سهولت و در هنگامی که آنها با آبهای گرمتر دریاچه مخلوط گردیده بودند، بهره گرفت. ملاحظه گردید که تغییر ارتفاع سنجنده زیر ۹۰۰ متر اثر قابل توجهی روی نتایج داده‌ها نداشته و تضعیف جزئی بیشتر از ۹۰۰ متر اندک است. در سال ۱۹۷۳ م Buettner و همکاران به طور موفقیت‌آمیزی جریانهای زیرزمینی را که شامل چندین رودخانه بزرگ در نواحی Idaho,Montana بودند تعیین نمودند. سنجش دما روی دریا به طور موفقیت‌آمیزی در راستای آشکارسازی و ردگیری ریزشگاههای فشارقوی (Kingston،سال ۱۹۷۰ م Scarpace و همکاران، سال ۱۹۷۵ م) و تهیه نقشه جریانهای نزدیکی ساحل (Huhسال ۱۹۷۶ م) انجام گردید. در سال ۱۹۶۹م MC Alister دریافت که عدم پیوستگیهای ناگهانی دمای سطح مثل حفره‌های همرفت، شکست امواج، برای ثبت بسیار آسان هستند. وسیعترین کاربرد سنجش دمای آب از طریق ماهواره‌ها روی دریاچه‌های بزرگ و اقیانوسها برای تعیین دمای میانگین آب است. درسال ۱۹۷۳ م Troup و Platt داده‌های یک منطقه را که از طریق هواپیما و ماهواره به دست آمده بود مورد مقایسه قرار دادند. از ماهواره Nimbus-4 که از رادیومتر THIR بهره می‌گرفت و در ناحیه ۱۲-۱۰/۵μm فعال، و قدرت تفکیک آن ۸ کیلومتر و در ارتفاع ۱۱۱۲ کیلومتری کار می‌کرد بهره گرفته شد. هواپیمایی که در ۳ کیلومتری زمین پرواز می‌نمود مجهز به همان [illegible] بعد از تصحیح اثرات جوّی، دمای میانگین محل آزمایش از طریق ماهواره Nimbus-4، ۲۱/۲ درجه سانتی‌گراد و از طریق هواپیما ۲۱/۷ درجه سانتی‌گراد ثبت گردید. تصویر NOAA (2-4) به طور گسترده برای تهیه نقشه دمای سطح با استفاده از سنجنده‌های VHRR که در ناحیه ۱۲-۱۰/۵μm کار می‌کرد بهره گرفته شد.

پخش میکروویو

دمای سطح آب از طریق روشهای میکروویوی غیرفعّال، حتی اگر انرژی ساطع گردیده از حجم آب بسیار اندک باشد تعیین می‌گردد. دمای اندازه‌گیری شده توسط سنجنده‌های میکروویوی، نیاز به گسیلمندی سطح آب بوده که به نوبه خود به ناهمواریهای سطح و وضعیت موج خود وابسته است، بستگی دارد (Edrardsson,Axelsson، سال ۱۹۷۳ م).

آقای Ryon در سال ۱۹۶۹ م یک بررسی را که با بهره‌گیری از رادیومتر میکروویوی سنجنده غیرفعال الکتریکی GHZ-1914 از یک ارتفاع ۱۰۰۰۰ متری با قدرت تفکیک ۵۰۰ متری × ۵۰۰ متری انجام داده است شرح می‌دهد. تصاویر از زمین و سطوح آب و در هر شرایط آب و هوایی شب و یا روز و پوشش ضخیم ابر کسب می‌گردد. توسط گسترده دمای دربرگیرنده سنجنده ابرها قابل رؤیت شده و برآورد چگالی حجم آب صورت می‌گیرد. تشخیص دمای سطح آب حدود ۲± درجه سانتی‌گراد امکان دارد.

رطوبت خاک

داشتن معلومات کافی از توزیع رطوبت در خاک و تغییرات در زمان و مکان، اساسی‌ترین عامل برای درک گردش هیدرولوژی به شمار می‌رود. معلومات کیفی از رطوبت به منظور ایجاد مدلهای تعادل آب برای منابع آب، مطالعات کیاهان و مدیریت علّه و نیز جریانهای سطح و زیرسطح و همچنین پیش‌بینیهای بلاهای آسمانی همچون زمین لرزه و سیل ضروری است.

راههای قراردادی اندازه‌گیری رطوبت خاک به وسیله روشهای فیزیکی، شامل نمونه‌برداری گرانی سنجی خاک، روشهای پخش نوترون، اندازه‌گیری کمیّت ماده حل شده در خاک، اندازه‌گیری مقاومت الکتریکی خاک می‌باشد. این روشها، اندازه‌گیریهای بسیار دقیقی را از حجم رطوبت در نقطه داده شده و یا در سری نقاط موجود تهیه می‌نمایند. اندازه‌گیریها از طریق سنجش از دور از رطوبت خاک در یک نقطه و همانند اندازه‌گیریهایی که مبنای زمینی دارند انجام می‌پذیرد. در حالی که سنجش از دور دارای توانایی بالقوّه‌ای روی مناطق وسیع و به منظور تشخیص رطوبت خاک است که از طریق روشهای قراردادی امکان پذیر نیست. در هر صورت جهت ترکیب اطلاعات تهیه شده جه از طریق اندازه‌گیریهای سنجنده شده از دور و چه از زمین به درک بهتر ناپایداری رطوبت و فرایند رطوبت خاک می‌انجامد.

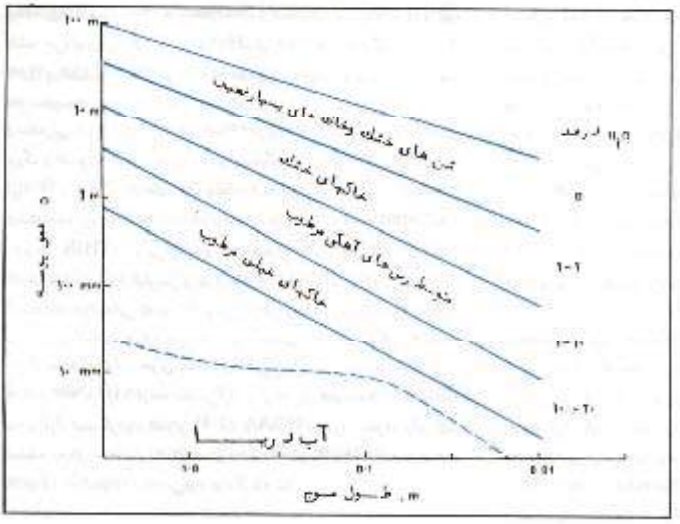
سنجش میزان رطوبت سطح خاک

در آمریکا اساس و محور سنجش از دور در زمینه رطوبت خاک براساس فیزیک خاک و تئوری تابش استوار است ولی در جائی که در کشور روسیه روش کیفی بیشتر، که در آن ترکیبات معیّن گیاهی و توپوگرافی به عنوان ابزاری در شناخت وضعیّت مرطوبیت خاک‌اند، مورد نظر می‌باشد. در سال ۱۹۷۲م، Nefedov و popova از طریق عکسهای هوایی و با توّجه به برتری گیاهان بر اثر نوع خاک و آب موجود، توانستند رطوبت و

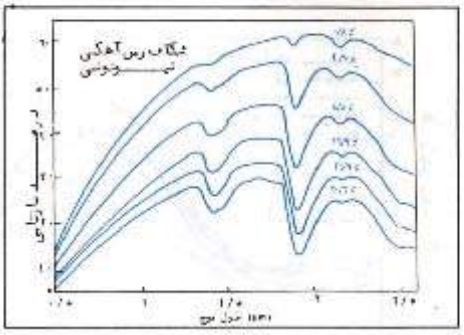
شرایط آبهای زیرزمینی را تعیین نمایند. یکی از این علائم تغییر یافته در گیاهان وجود آبهای زیرزمینی در سطح خاک است. در کشور آمریکا، همبستگیهای مکان بین رطوبت خاک موجود (15 > Bars) در زمینهای آبیاری شده و خیرآبیاری و نیز چگالی تصویر فیلم سیاه و سفید از صافی کدرانیده شده و همچنین تهیه فیلم فروسرخ رنگی کاذب در زمین انجام گردید (werrner و همکاران، سال ۱۹۷۱ م). نتایج دالّ بر این هستند که برای تَل گردش رشد غنده، باند سرخ (بعد از تصحیح برای تابش فصلی) در گسترهٔ طیفی ۰/۷μm – ۰/۵۹μm بهترین بستگی با رطوبت خاک را تهیه می‌نماید و بعد از نیمه دوم ماه July هنگامی که سایه اشیاء درازتر می‌شود تقریباً کلیه همبستگیها به طور معنی داری از صفر در ۹۹/۹۹ درصد سطح اطمینان جایی‌که تعداد مشاهدات ۱۹۵ بار بوده همبستگی فوق ۰/۹ تغییر یافته است. آقای werrner دریافت که باندهای فروسرخ نزدیک برای فشار گیاهان برآثر کمبود و یا ازدیاد رطوبت خاک بسیار مناسب می‌باشند، ولی تحت شرایط معمولی در رشد گیاهان همبستگی بسیار نامنظمی مشاهده گردید. احتمالاً رشد گیاهانی که بررسی آنها براساس رطوبت خاک است، روشهای مستقیم الکترومغناطیس بسیار سودمندتر است. نارسایی و معایب کلیهٔ اندازه‌گیریهای تابش مستقیم رطوبت خاک براساس طول موجهای کمتر از ۱۰ سانتی‌متر نشانگر آن است که رطوبت فقط در لایه سطوح نازک قابل تشخیص است (به نگاره ۱۴ رجوع نمایید).

این روش اساساً فقط جهت برآورد مقدار رطوبت از آب خاک برهنه و به عنوان خاک مهمی که در زیر قرار دارد و به طور کلی متفاوت بوده و دارای محتوای رطوبت غیرقابل پیش بینی‌ای است که مورد استفاده می‌باشد. Johanssen و Hoffer در سال ۱۹۶۹ م متوجّه این مسئله گردیدند که پوسته سطح خشک روی سطح خاک پس از چند ساعت بعد از بارش شکل می‌گیرد در حالی که خاک زیرین هنوز مرطوب است. رابطه معیّنی بین سطوح رطوبت در منطقه از طریق اندازه‌گیریهای زمینی و قبل از آنکه اطلاعات فضایی استخراج شود ایجاد می‌گردد. لذا اعم کارها انجام شده به قسمی که روابط مابین رطوبت خاک را با سایر خاک خصوصیات به وجود آورده است و در نهایت توجّه تندگی به گیاهان و سایر اثرات اتفاقی سطح که معمولاً در شرایط حقیقی یافت می‌شود کرده است (Blanchard، سال ۱۹۷۲ م و همکاران). در هر صورت توافق می‌شود که بازتابندگی از خاک متشابه برهنه، هنگامی که محتوای رطوبت خاک افزایش می‌یابد، کاهش پیدا می‌کند (Johnassen Hoffer سال ۱۹۶۹ م) به علّت این اثر می‌توانیم مناطقی را که اخیراً باران به زمینهای خشک باریده به نقشه درآوریم (به نگاره‌های ۱۵ و ۱۶ رجوع شود) در مناطق لم‌یزرع از داده‌های ماهواره‌ای بهره گرفته می‌شود امّا باید دانست که بازتابندگی سطح خاک وابسته به گسیلمندی، ناهمواری سطح، شدّت غالب، زاویه تابش ورودی و زاویه دید سنجنده است. (نگارهٔ ۱۵)

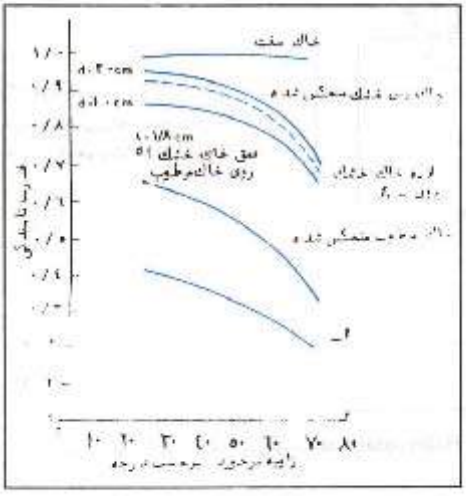
قطبش نور در طول موج مرئی به منظور افزایش محتوای رطوبت خاک سطح نشان داده شده است. (گزارش plessey، سال ۱۹۷۴ م، نگارهٔ ۱۸). دودوی این روشها برای مرزبندی مناطق پرآب مورد استفاده واقع می‌گردند. اثرات رطوبت سطح به طور کلّی برحسب نوع خاک تغییر می‌یابد. خاکهای شنی خشک دارای منعکس‌نما تابندگی ضعیف خیلی بعد هستند، ولی با رطوبت جزئی باندهای جذب قوی آب تقریباً از ۰/۹۵μm تا ۱/۲۵μm می‌باشد (به نگاره ۱۴ رجوع شود). خاکهای شنی، همیشه نشانگر باندهای جذب آب، انتقال از خشک نسبت به مرطوب را که کمتر از



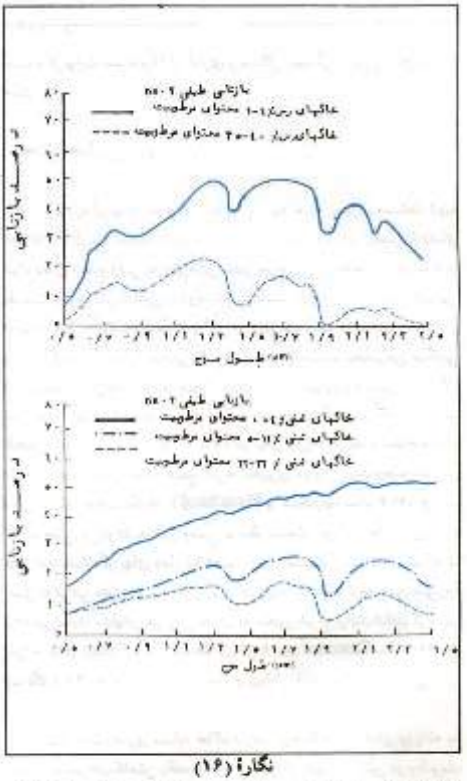
نگارهٔ (۱۴)
روابط نظری عمق پوسته/طول موج برای خاکهائی که دارای محتوای مرطوبیت مختلفی‌اند



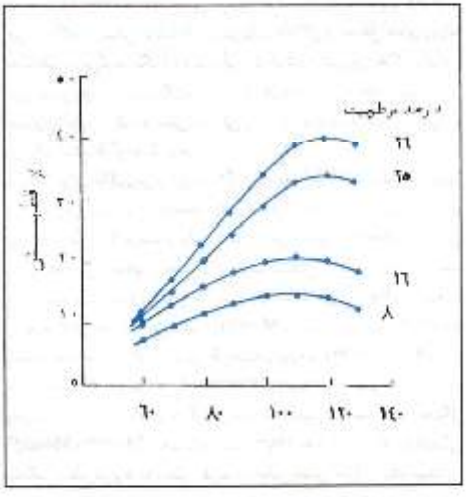
نگارهٔ (۱۵) تغییر بازتابی خاک سطح با تغییر مرطوبیت خاک



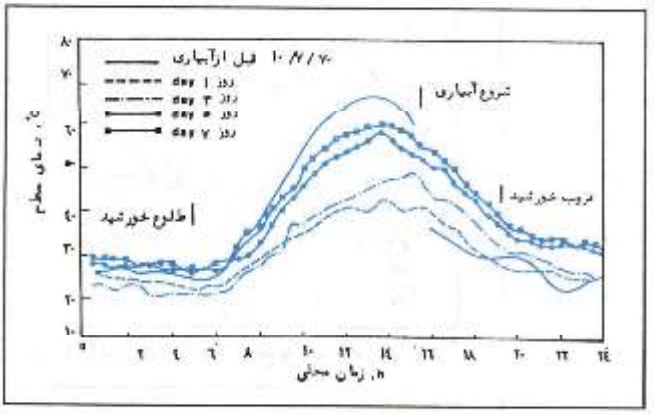
نگارهٔ (۱۷) قدرت تابندگی سطوح طبیعی با تغییر زاویه دید



نگارهٔ (۱۶)
بازتابی طیفی خاکهای رس و شنی در محتوای مرطوبیت مختلف



نگارهٔ (۱۸) قطبش در صفحه برخورد با تغییر رطوبت خاک



نگارهٔ (۱۹)
تغییر دمای روزانه سطح با تغییر مرطوبیت خاک

خاکهای شنی مشهود است، به وجود می‌آورند. (Hoffer,Johanssen سال ۱۹۶۹ م).

ولی هنگامی که با تابش زمینی بازتاب می‌شود، با مسائلی نظیر کالیبراسیون مواجه می‌گردد. و بار دیگر فقط اطلاعات سطح به طور مستقیم موجود است. از آنجایی که آب از حرارت ویژه بالایی برخوردار است، بنابراین ظرفیت حرارتی بیش از خاک را دارا می‌باشد (Kahle و Gillespie سال ۱۹۷۷ م که به علّت ظرفیت حرارتی رقابلیّت هدایت آن می‌باشد. یک اندازه‌گیری از لختی حرارت خاک $\frac{1}{}$ (قابلیّت هدایت xظرفیت حرارتی) که به آسانی توسط اندازه‌گیریهای حداکثر و حداقل دمای روزانه خاک کسب می‌گردد. نگارهٔ ۱۹ نشانگر خشک شدن تدریجی خاک براساس تغییر دمای روزانه است. نگارهٔ رنگی ۲۰ (در صفحه سوم جلد) نمونه‌ای از تصویری جاروب کننده خطی حرارتی را که از آن تغییرات لختی حرارت می‌تواند استنباط گردد نشان می‌دهد.

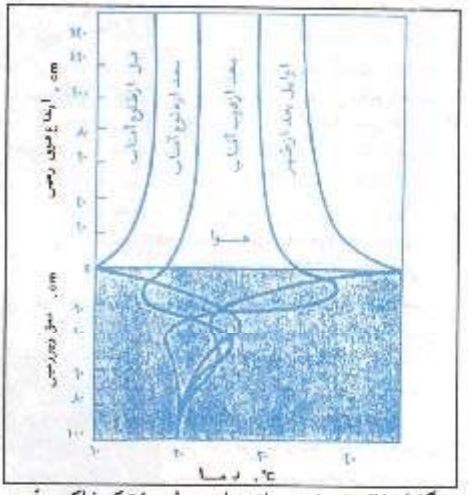
برای خاک رس و شن که با گیاه پوسیده آمیخته‌اند، بیشترین تغییر در بازتابندگی بیش از ۱۲ درصد - ۲ درصد و ظرفیت زمین برای خاک رس بین ۲۵ درصد - ۵ درصد و برای خاکهای رس چسبناک و خاکستری مایل به آبی که در زیر خاکهای خیس و مرطوب تشکیل می‌شوند بین ۳۰ درصد - ۷ درصد و سرانجام بیشترین دامنه در تغییر بازتابندگی در خاکهای تیره که دارای موادآلی هستند می‌باشد. (Merritt و همکاران، سال ۱۹۷۳ م).

فروسرخ نزدیک موجود در Nimbus-3 درزمینه رفتارسنجی تغییرات در رطوبت خاک و نتیجه اثرات گیاهی درسطح پایین منطقه بدون جنگل Misisipi (Merritt و همکاران، سال ۱۹۷۳ م) نشان داد که بازتابندگی میانگین سطح مربوط به متغیّر رطوبت میانگین فصلی خاک است. مهمترین مشکل را پیچیدگی و تغییرپذیری حوادث روی منطقه‌ای که به نوبه خود منتج از تغییرپذیری مهم محلی در بازتابندگی سطح بوده، موجب گردیده است و درنهایت نمونه برداری آماری و مسائل رسیدگی زمین را ایجاب کرده است.

سنجش حرارتی

اندازه‌گیریهای دمای سطح زمین به طور نظری مستعد تهیه اطلاعات رطوبت خاک است. در هر صورت علاوه بر اثر تغییرات دمای هوا، دمای سطح زمین به چیزهایی نظیر سرعت باد، ناهمواریهای سطح، طبیعت هر پوشش گیاهی، ... وابسته می‌باشد. به علّت این تغییر اضافی، احتمالاً فقط تغییرات درازمدّت و کلّی در رطوبت خاک با هر درجه اعتماد و با به کارگیری روشهای حرارتی قابل شناخت می‌باشند، بخصوص هنگامی که سنجش از ارتفاعات بالا محلی که اثرات جوّی به سهولت اعلام نمی‌شوند. اثر گسیلمندی تغییرات سطح روی اندازه‌گیریهای لختی حرارتی کاهش یافته، مشروط بر آن که اندازه‌گیریهای روزانه در نقاط شناخته شده تکرار گردد. ضمن آنکه هیچ گونه تغییری در وضعیّت رطوبت بین اندازه‌گیریها حادث نگردد. (Blanchard و همکاران، سال ۱۹۷۲ م). بر اثرات جوّی می‌توان به طور وسیع توسط سنجش در شرایط ابری و آزاد فائق آمد. اندازه‌گیریهای دما، شاخصهایی از وضعیّت رطوبت خاکها که تا عمق ۷ سانتی متری تا ۱۰ سانتی‌متری در نتیجه هدایت گرما پایین می‌رود ارائه می‌نماید. مدلهای فیزیکی نظری به منظور شرح فرآیند شادا، گرمای نُجو - خاک ایجاد گردید. (Socr سال ۱۹۷۶ م Rosema سال ۱۹۷۹ م) (به نگارهٔ ۲۱ رجوع گردد).

گیاهان رفتاری مشابه خاک دارند. در هنگام روز دمای روزانه با افزایش حجم آب کاهش یافته لذا ارائه برخی از تغییرات کلّی در رطوبت خاک امکان پذیر می‌باشد.



نگارهٔ (۲۱) تغییرات روزانه دما در سطح مشترک خاک - جَو

سنجش میکروویو

اندازه‌گیریهای میکروویوی رطوبت خاک دارای دو ویژگی مهم است.

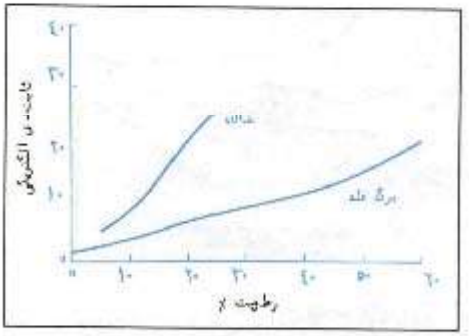
۱) تضعیف جزّی اتمکی تجزیه می‌شود و اندازه‌گیریها را در شب، روز و در همه شرایط جوّی ممکن می‌سازد.

۲) آنها دارای عامل بانفوذ‌ای هستند که مقادیر رطوبت زیر سطح را در مجموع قلمداد می‌کنند.

سیستمهای میکروویو غیرفعّال

اندازه‌گیری تابش طبیعی از یک جسم به گسیلمندی و دمای آن وابسته است. گسیل میکروویو طبیعی از خاک، به طور زیادی به ناهمواری سطح و حجم خواص الکتریکی آن وابسته است. تغییر رطوبت خاک سبب تغییر ضریب ثبت دی الکتریک خاک می‌شود (به نگارهٔ ۲۲ رجوع گردد). که اساساً کمتر از ۵ برای خاک خشک و حدود ۸۰ برای آب خالص می‌باشند.

این نتایج در تغییر گسیلمندی از حدود ۰/۹ برای خاک خشک تا حدود ۰/۶ برای خاک مرطوب، است (به نگارهٔ ۱۷ رجوع گردد). بنابراین تغییر در حجم آب خاک مورد نظر به عنوان یک ظاهری در دمای آن ثبت خواهد شد. عمقی که در آن حجمی از انرژی تشکیل می‌شود از طریق طول موج سنجنده تعیین می‌شود و نیمرخ حجم آب خاک ممکن است از چند متری در شن، ولتی که در طول موجهای بلند سنجنده شود فقط چند سانتیمتر در خاک مرطوب، همانا طوری که در نگارهٔ ۱۴ شرح داده شده است تغییر یابد. برای مثال، طول موج ۲۱ سانتی متری رادیومتر فعّال

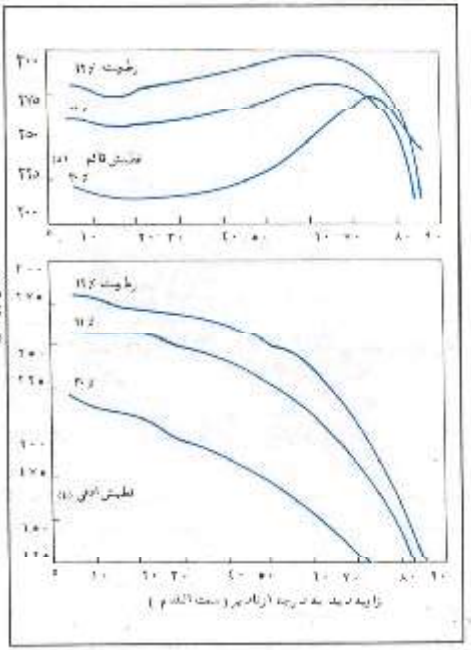


نگارهٔ (۲۲) ثابت دی الکتریکی خاک و برگ غله به عنوان تابعی از محتوای رطوبت

S-194 که در اسکای لب عمل می‌کرد اندازه‌گیری تابش را از نوک تا ۲/۵ سانتی متر هنگامی که خاک مرطوب بود و از نوک تا ۱۵ سانتی متری وقتی که خاک خشک بود انجام داد. در سال ۱۹۷۵ م Eagleman و همکاران براساس نتایج حاصله از Skylab مسائل ارزنده‌ای که حاوی فرضیه‌های بررسی و کاستی در [illegible] بخصوص از ارتفاعات ماهواره‌ای ارائه نمود. نتایج بررسیهای وی حاکی از این بود که رادیومتر S-194 نسبت به حجم مرطوبیت حتّی تحت شرایط تغییر گیاهی، و شرایط جوّی و خاک بسیار حسّاس است. همبستگی میانگین پنج عمود فوق محل بررسی ۰/۹۴ بوده که متناظر با دقّت اندازه‌گیری رطوبت خاک صفر درصد می‌باشد. به منظور مقایسه داده‌های گسیلمندی به طور آسان از انواع مختلف خاک حجم رطوبت خاک به عنوان یک درصدی از ظرفیت زمین بیان می‌شود. بررسیهای ارتفاع کم توسط Schmugge در سال ۱۹۷۶ م حاکی از این بود که رادیومتر غیرفعّال با طول موج ۲۱ سانتی متری و از نوک تا ۲ سانتی متری و نسبت به رطوبت سطح تا عمق ۱/۵۵ سانتی متری مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرد. همچنین، رادیومتر با طول موج بلندتر عمقی هنگام پوشش گیاهی به ارتفاع ۱۵ الی ۲۰ سانتی متر به رطوبت خاک جوابگوست، در صورتی که رادیومتر با طول موج ۱/۵۵ نتایجی را ارائه می‌دهد که مستقل از رطوبت خاک بوده و نسبت به تغییرات گسیلمندی گیاهان واکنش نشان می‌دهد.

مشخّص گردید که از طریق اندازه‌گیری علائم پلاریزه شده به صورت افقی و عمودی از سطح خاک، اطلاعات اضافی براساس تغییرات رطوبت خاک اغلب کسب گردیده و دمای تابش مشاهده شده از سطح به طور زیادی وابسته به زاویه دید سنجنده می‌باشد (به نگارهٔ ۲۳ رجوع گردد)

رادیومتری میکروویو غیرفعّال محدود است و این محدودیت توسط اندازه آنتن بزرگ آن می‌باشد که باعث گردیده قدرت تفکیک مطلوب حاصل نگردد. بخصوص چنانچه تصویرداری هدف مورد نیاز باشد.



نگارهٔ (۲۳) دمای روشنایی از رسوبات کویری توسط رادیومتری میکروویو

سیستمهای میکروویو فعّال

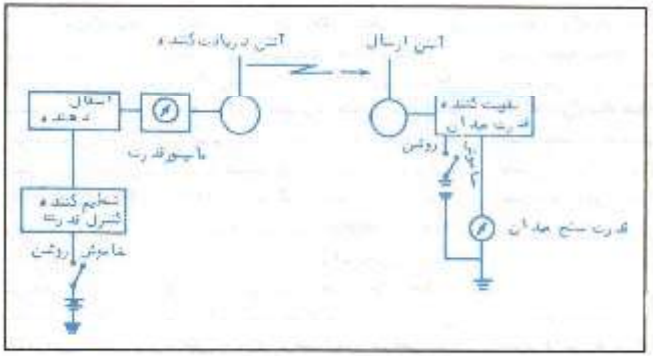
با توجّه به این که سیستمهای میکروویو فعّال از Synthetic apertures scanning به طور الکتریکی بهره می‌گیرند، لذا محدودیتی ندارند. با سیستمهای میکروویو فعّال (رادار) پس پراکندگی علائم ارسال شده از سطح خاک وابسته به ناهمواریهای سطح خاک و رطوبت آن با خواص دی الکتریک ارتباط پیدا می‌کند. براساس انتخاب طول موج و ناهمواریهای سطح میانگین، زاویه دید مطلوب برای اندازه‌گیری حجم رطوبت خاک محاسبه می‌شود، ولی بهترین رابطه هنگامی اتفاق می‌افتد که به سمت القمر (نادیر) نزدیک می‌شود و از ناهمواریهای سطح تفلیل می‌یابد (Matheus, سال ۱۹۷۵ م). قدرت تفکیک فضایی زیاد در امتداد مسیر پرواز، برای برآورد رطوبت خاک شرط نمی‌باشد و یا Synthetic aperture radars قدرت تفکیک گسترده با فاصله از هدف بدتر نمی‌شود. سیستمهایی که مبنای آن ها ماهواره است قادر هستند تا در هر شرایط جوّی آب و هوا عمل نمایند.

سنجنده رادار در ماهواره Seasat دارای قدرت تفکیک زمینی ۲۵ متری است. ولی در حال حاضر بعید است که داده‌ها به طور کافی در راستای برآورد رطوبت خاک ارزیابی شده باشند. جمع‌آوری اطلاعات براساس پروفیلهای رطوبت خاک ممکن است با بهره‌گیری از رادار طول موج منفرد میسر گردند. در هر صورت، هر علامت زیر سطح با مقایسه با برگشت سطح بسیار ضعیفتر خواهد بود زیرا که استمرار پالس خیلی کوتاه انجام گرفته و گستره قدرت تفکیک به منظور کدیابی سیگنال در قاب تیمرغ خاک باید بسیار دقیق انجام پذیرد (Barrett همکاران سال ۱۹۷۷ م). روش دیگر و احتمالاً بسیار مطلوبتر، بهره‌گیری از چندفرکانس با سیستم فرکانس پیوسته است. wait و همکاران در سال ۱۹۷۳ م سیستم رادارى فرکانس پیوسته را که در گستره GHZ - ۲۶/۵ GHZ۲ و در زوایای تابش گوناگون با امکانات قطبش عمودی و افقی عمل می‌کند، شروع می‌دهد. تقریباً نصف از تابش اتفاق میکروموجی از سطح خاک بازتاب می‌شود و باقیمانده سیگنال از اعماق مختلف لایه برحسب فرکانس وسیله مشتق می‌شود. به وسیله مقایسه این سیگنالهای ضعیفتر، برآورد از حجم رطوبت خاک یک پروفیل خاک کم عمق امکان پذیر است. به علاوه مقایسه سیگنال دمای تابش سطح اصلی برای هر طول موج به توسط برآورد از ناهمواریهای سطح صورت می‌گیرد. این مسئله بسیار ضروری تشخیص داده شده زیرا تغییرات ناهمواریها سبب تغییر دمای تابشی بیشتر از تغییرات در رطوبت خاک می‌شود. همچنین ملاحظه گردیده که حتّی در طول موجهای بسیار بلند اثر ناهمواریهای سطح نباید نادیده گرفته شود. هرچند به نظر می‌رسد که آخرین جواب باشد. وسیله مناسب هنوز در کشور انگلستان موجود نمی‌باشد. روش دیگر، ممکن است علائم مشخصهٔ راداری از یک نوع را در وضعیتهای مختلف رطوبت همبسته نماید. چنانچه یک کتابخانه از علائم مشخصه برای انواع سطوح مختلف جمع‌آوری شود بهترین نتایج مقایسه داده‌های شناخته شده با داده‌های جدید کسب می‌گردد. (Barrett و همکاران سال ۱۹۷۷ م). بار دیگر مشکل اصلی نوع پوشش گیاهان مختلف، در مراحل مختلف رشد است. احتمالاً یک روش چندفرکانسه قادر خواهد بود با مشکلات گیاهی برخورد نماید.

بسیاری از روشهای سنجش از دور به طور آسان و در موقعیتهای لمیزرع زمین به کار می‌روند. استفاده سنجش رطوبت خاک اغلب با بهره‌گیری از میکروویو، بهترین روش برای پایان محسوب نمی‌شود. نفوذ موج در خاکهای خشک توسط میکروویو دارای فرایابی برای تعیین آبخیزهای نزدیک سطح است (wermund سال ۱۹۷۱ م). در هر صورت آن ها استفاده کمی در اندازه‌گیریهای اختلافات در رطوبت خاک زیر حدود [illegible] بیابانها که ممکن است توسط تغییرات در درجه شوری خاک موجود نباشد، دارند.

امواج رادیو

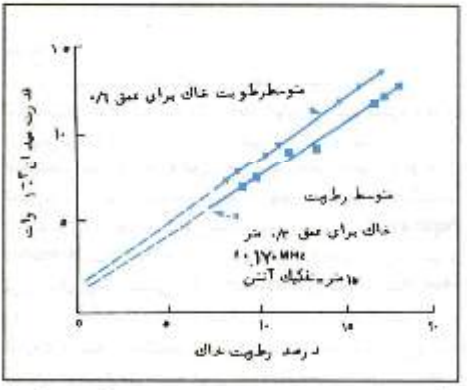
تئوری اندازه‌گیری رطوبت خاک به وسیله امواج رادیویی شبیه به تئوری میکروویو است، که در آن، ضریب ثابت دی الکتریک با مقدار



نگارهٔ (۲۴)
آرایش دستگاه برای
اندازه‌گیری موج رادیویی رطوبت خاک

رطوبت خاک تغییر یافته و روی سیگنالهای موج رادیویی نیز مؤثر است. معهذا هنوزه به نظر می‌رسد که فقط تجارب مبناء زمینی یا به‌کارگیری امواج رادیویی به اجراء درآمده است (Chadwick سال ۱۹۷۳ م). توسّط عبور امواج رادیویی (۱۷۰MHZ)بین دو آنتن مبناء زمینی، قدرت اندازه‌گیری شده از سیگنال دریافت شده به مقادیر رطوبت خاک ارتباط پیدا می‌کند (به نگارهٔ ۲۲ رجوع شود).

امواجی که به طور عمودی پلاریزه می‌شوند به طور گسترده‌ای تحت تأثیر زمین نیستند، در حالی که امواج پلاریزه شده افقی دارای مدار کوتاه شده‌ای بوده و عبور جریان را از طریق زمین که رابسته به قابلیّت انتقال آن است، القاء می‌نماید. از این رو براساس مقدار رطوبت خاک، بین آنتن قرار می‌گیرد. فاصله جداسازی مطلوب آنتن، براساس فرکانس رادیویی بکار رفته، ولی باید به مقدار کافی برای حذف اثرات القاء مستقیم از فرستنده بزرگ باشد. اساساً تکنیکهای آنتن بزرگتر از هشت متر طول موج بکار می‌روند. در حالی که ارتفاع آنتن برتراز زمین بسیار مهم است آزمایشهای زمینی متعدّدی که نشانگر میانگین رطوبت خاک است و در بین آنتنها حتّی وقتی که درختان در مسیر اصلی قرار داشته باشند اندازه‌گیری می‌شوند. گیاهان سبز قائم مثل حبوبات باعث تضعیف سیگنال پولاریزه شده قائم بوده و نتایج نادرست را سبب می‌شوند. هنگامی که تراکم گیاهی قائم ارائه نمی‌شوند، کالیبراسیون فقط در ظرفیّت خاک محل و در نقطه ضرورت دارد. رابطه سیگنال بین این وضعیّتها خطی خواهد بود. در حالی که روش دارای ویژگیهای بالقوه‌ای به عنوان ابزار تهیه مقادیر توزیع میانگین رطوبت خاک زمین برای کالیبراسیون داده‌ی سنجیده شده هوایی است. مسائل فیزیکی باعث استفاده آن از سکّوهای هوایی متحرّک گردیده است. هر روش هوایی براساس داده‌های سیگنال بازتاب شده زمینی متکّی خواهد بود، که به وسیله آنتنی که در سیستمهای میکروویو فعّال کار می‌کند ارسال و دریافت شود. مزیّت این نوع سنجش در طول موجهای رادیویی اطلاعات رطوبت خاک از یک ستون عمیقتر خاک ممکن است موجود باشد به نگارهٔ ۲۵ رجوع گردد).



نگارهٔ (۲۵) رابطه بین نسبت قدرت میدان به میانگین بین آنتن

تابش طبیعی گاما

روش برآورد رطوبت خاک براساس نرخ ثابت بالای فوتونهای طبیعی گاما است که از سطح زمین در نقطه ارائه شده، ساطع می‌گردد. ٪۷۵ پرتوهای گاما از زمین و از ۱۰ سانتی‌متری نوک خاک حاصل شده و تقریبا چیزی در حدود زیر ۴۰ سانتی‌متری خاک از لَلّه آن و بر اثر جذب قوی آب سطحی خاک کسب نمی‌شود. محدودیت این روش عبارت است از مقادیر رطوبت خاک نزدیک سطح که برآورد می‌شود. هنگامی که سطح ناپاش از این لایه ضخیم خاک، خیلی ضعیف است، تضعیف به وسیله گازهای جوّی و ذرّات آب به قدری قوی است که سنجنده‌ها نباید در ارتفاع بیشتر از ۱۰۰ متر تا ۲۰۰ متر به پرواز درآیند. به منظور این که بتوان مقادیر رطوبت خاک را محاسبه کرد، باید بدواً پرواز بیشتری در وضعیّت رطوبت خاک شناخته شده و در راستای کسب یک علامت ویژه مرجع به منظور آن که نسبت به

آن کار صورت گیرد، انجام گردد.

اندازه‌گیریهای گامای بعدی روی همان منطقه، بستگی به مقادیر بیشتر و یا کمتر تضعیف، به عنوان نتیجه تغییرات در مقدار رطوبت در ۱۰ سانتی‌متری بوک خاک دارد. هنگامی که نیمه عمر تابش گاما در خلال چندین هزار سال فرا می‌رسد، هیچ گونه تغییری در مقادیر منبع اتفاق نمی‌افتد. ولی لازم است فشار جوّی و دما در زمان پروازهای اضافی و به منظور محاسبه چگالی ستون هوا و همچنین فشار آب جوّ اندازه‌گیری گردد (Plessey Report، سال ۱۹۷۶ م). روش گامای طبیعی سالها در آمریکا برای محاسبه تعادل آب برف بکار گرفته شده است (weinet سال ۱۹۷۲ م). مسائل عملی همانند مسائل پرواز در ارتفاعات کم تکرار شده‌اند. سرانجام محدودیت ارتفاع‌پایین بدان معنی است که فقط مناطق کوچک در یک زمان پرواز می‌کنند. در این باره [illegible] نوع نقشه‌برداری مناسب و در مناطقی که دارای برجستگیهای مرتفعی بوده نامناسب هستند.

منابع آب زیرزمینی

در مقایسه با رفتارسنجی آب سطح به وسیله دورکاوی، در حال حاضر مسائل اندکی در رابطه با کاربردهای آبهای زیرزمینی عمیق، از طریق روشهای سنجش از دور قابل تشخیص نمی‌باشند. لذا روشهای قابل استنباط غیرمستقیم اساساً باید مورد قبول واقع شوند. اغلب روشها بر دو اصل استوارند. یا شناخت آب سطح یا ناهنجاریهای رطوبت و اثرات گیاهان وابسته به آن ها به عنوان شاخص حضور آبهای زیرزمینی ممکن (Popova و Nefedov، سال ۱۹۷۲ م) یا براساس تفسیر اطلاعات زمین شناسی و توپوگرافیکی و آب شناسی سطح (Boettcher و همکاران، سال ۱۹۷۶ م). بنابراین، داده سنجش از دور ممکن است در راستای افزایش چشم اندازهای وابسته به آب‌شناسی و تسریع به فرآیند نقشه‌برداری زمین و شاید هم برای افزایش توفیق حفر چاههای آب بکار گرفته شود. هنوز نمی‌توان به طور مستقل حجم آبی را تعیین موقعیّت نمود و یا تعیین این که سنگها دارای آب هستند و یا نه و احتمال در شناخت آبزاها در زمینه تعیین محتوای کامل حجم آب، عمق آن در زیرزمین یا مقدار آبی که آن را شامل می‌شود نیست. این قابل درک است زیرا که جهت حصول به چنین توفیقی نیاز به نفوذ در جوّ، هر پوشش گیاهی، خاک و سنگ موجود در روی آب زیرزمینی است (Debney سال ۱۹۷۸ م).

سنجش از دور بیشترین کمک را به صورت مستقیم ارائه نموده و موقعیتهایی نظیر آبرفتهای زیرزمینی از یک آبزا به سطح و یا مرتبط افزایش یافته خاک محل و یا به صورت چشمه ارائه نماید (souto-Mair سال ۱۹۷۳ م). با توجه به این که دمای آبهای چشمه با دمای احاطه کننده آن تفاوت دارد، بنابراین به سهولت توسط جاروب کننده خطی فروسرخ حرارتی قابل تشخیص می‌باشند. هم اکنون از سنجش از دور حرارتی در راستای کشف منابع آب زیرزمینی که به رودخانه‌ها، دریاچه‌ها و آبهای ساحلی می‌پیوندند بهره گرفته می‌شود (Davies سال ۱۹۷۸ م). زمانبندی کسب داده‌ها که در آن حداکثر کنتراست حرارتی بین آب سطح و آبهای محاط بر آن که نیاز است بسیار مهم می‌باشد. در حالی که حداکثر مقدار آب زمینی تخلیه شده که به طور چشمگیری بستگی به کنتراست حرارتی و درجه رقیق سازی آن در حجم آب بیشتری است، تعیین می‌شود. سنجش از دور حرارتی وسیله بسیار خوبی برای تعیین موقعیّت آبزاهای بزرگتری است، بخصوص در دشتهای سیلابی و نیز امکان خوبی در تفهیم تهیه روابط داخلی بین آبهای زیر زمینی و سطحی است. جایی که آبهای زیرزمینی کم عمق، حجم رطوبت خاک را افزایش می‌دهد. تعدادی از روشهای سنجش از دور ممکن است بکار گرفته شود، ولی توفیق آنها به طور گسترده‌ای به شرایط متداول محل مثل نوع پوشش گیاهی و زمینه سطوح رطوبت خاک دارد. در مناطقی که از پوشش گیاهی کمی برخوردار است، یک تشلیل بازتابندگی خاک، درطول موجهای مرئی با افزایش در درجه تشبع شود که به عنوان افزایش رطوبت خاک مورد انتظار می‌باشد ترکیب می‌شود. در هنگام روز که دمای سطح خاک تشلیل می‌یابدو تغییرات دمای روزانه به عنوان یک نتیجه ظرفیت حرارت بالاثر خاک و اینرسی حرارتی تشلیل می‌یابد ضریب ثابت دی‌الکتریک خاک که به نوبه خود براثر افزایش در رویشی در طول موجهای میکروروپری‌ای است افزایش می‌یابد. در عمل، در هرصورت رطوبت خاک افزایش یافته و به سهولت در ناحیه طیفی فروسرخ نزدیک آشکار می‌گردد (wermud سال ۱۹۷۱ م). مقدار زیادی اطلاعات مربوط به حجم و نوع آبزا تعلب از طریق داده‌های کیفی به تنهایی استخراج گردیده‌اند. با تفسیر سازه‌های زمین‌شناسی و آب‌شناسی سطح به عنوان جزئیات توسط هواپیما و یا ماهواره‌های سنجش از دور به هم مرتبط گردیده و مبنایی برای اکثر مطالعات منابع زیرزمینی محسوب می‌گردند. یک نمونه ویژه از این روش در راستای کشف آبهای زیرزمینی توسط نگاره رنگی ۲۶ (صفحه سوم جلد) شرح داده شده است، به علّت سطح بالای رطوبت خاک و پوشش گیاهی در آب و هوای معتدل، حتی روشهای سنجش طول موج بلند، هر نوع امیدی را در زمینه کشف آبهای زیرزمینی به طور مستقیم که از چندسانتی‌متر عمیق‌تر هستند به یأس مبدّل می‌کند.

القاء الکتریکی و روشهای امواج رادیویی

در راستای اکتشاف نهشتهای معدنی، با توجه به آن که سنجنده‌ها به رادیواکتیو حسّاس هستند. لذا در این زمینه از آن ها استفاده گسترده‌ای به عمل می‌آید. البته در کنار آن ها از گرانی سنجها و مغناطیس سنجها نیز استفاده می‌شود. این امر کاملاً امکان پذیر بوده و حضور توده‌های آبهای زیرزمینی ممکن است اغراض ایجاد نماید که بتوان با استفاده از این شکل وسایل آشکار گردد، ولی یک روش استخراج معمدن که ارزش ذکر دارد عبارت است از سنجش الکترومغناطیس می‌باشد. این روش براساس القاء زمینی جریانهای الکتریکی یا اثرات تداخل رادیویی شبیه به آنچه که در قبل مورد بحث قرار گرفت، برای اندازه‌گیری میناء زمینی از رطوبت خاک کاربرد دارد.

با روش القاء یک جریان متناوب قوی فرکانس اساساً بین ۱۰۰HZ

و ۲۰۰۰HZ در یک بوبین اصلی داخل هواپیما ایجاد می‌گردد. میدان مغناطیس a.c ایجاد شده توسط این جریان باعث کاهش جریانهای گردابی در زمین که به نوبه خود میدان مغناطیسی دومی را از طریق بوبین دومی در داخل هواپیما به وجود می‌آید، ایجاد می‌کند. میدان مغناطیسی a.c به وجود آمده توسط این جریان، باعث القاء جریانهای گردابی در زمین می‌گردد که به نوبه خود میدان مغناطیسی ثانوی را تولید می‌کند و توسط بوبین دومی در داخل هواپیما و یا حتّی در هواپیماهای دیگری کشف می‌گردد. قدرت و شکل c.m.f ایجاد شده در بوبین Pick-up اطلاعاتی را براساس استعداد هدایت زمین زیر تهیه می‌کند. بنابراین آرایهای مشابه وسیع ممکن است قابل شناخت نباشند (Fitzgerald و همکاران، سال ۱۹۷۶ م). برای این نوع عملیات ارتفاع پرواز معمولاً زیر حدود ۱۰۰ متر حفظ می‌شود و با توجّه به سرعت هوای کم مورد نیاز است، لذا قاعدتاً از هلی کوپتر بهره گرفته می‌شود. روشهای موج رادیویی باعث آشکارسازی سیگنالهای رادیویی ایجاد شده توسط تغییرات وسیع در ضریب هدایت زمین هستند.

آشکارسازها برای این منظور باید کاملاً کوچک بوده و اساساً در ارتفاعات پایین به وسیله هلی‌کوپترها و یا هواپیماهای سبک حمل شوند. هیچ کدام از روشهای بالا به طور گسترده در زمینه جستجوی آبهای زیرزمینی مورد بررسی واقع نگردیده‌اند ولی، هنگامی که انتقال ناهنجاریهای بالا بین امتداد آب و سنگهای احاطه کننده مورد نظر باشد استعداد بالقوه‌ای در این زمینه دارند (Fitzgerald و همکاران، سال ۱۹۷۶ م) در زمینهای کربنات دار، انجمن مخزن آبهای زیرزمینی در سطح شکست عمیق این امکان را میسّر می‌سازد و تا تحقیق خط واره‌های[15] بزرگ سطح، توسط رادار امکان پذیر گردد (waite,MC Donald، سال ۱۹۷۲ م).

سنجش میکروویوی

نگارهٔ ۱۲ نشانگر ظرفیتهای نفوذ عملی امواج میکروویوی با طول موجهای مختلف برروی انواع خاک نمونه‌ای است. ملاحظه می‌گردد که در طول موجهای متریک، نفوذ تا عمق ۵۰ متری یا بیشتر به طور عمومی عملی می‌گردد. اطلاعات جمع‌آوری شده که اخیراً توسط شاتل راداری Sir-A باند L صورت گرفته است. تئوری ای راکه در شرایط لم یزرع بیابان، نفوذ در خاک سطحی امکان پذیر است را تایید می‌نماید. (Covault سال ۱۹۸۲ م). عمق نفوذ خاک با هر افزایش در رطوبت خاک به سرعت تقلیل می‌یابد، ولی حتّی نفوذ یک متر در مناطقی که شامل بیابان است به اطلاعات اضافی در راستای مطالعات آب زیرزمینی می‌انجامد.

اندازه‌گیری لختی حرارتی

توده‌های وسیع آبهای زیرزمینی نزدیک به سطح ممکن است به عنوان "Heat sinks" بر اثر لختی حرارتی بالای آنها عمل نمایند که ممکن است بر اثر دمای سطح متفاوت با آبهایی که زمین را احاطه کرده‌اند باشد، در سال ۱۹۶۸ م (آقای Cartwright) ادعا نمود که آرایهایی را که حدود ۱۵ متری زیر سطح زمین واقع بوده‌اند بر اثر تغییرات دمای سطح متجاوز از ۲ درجه سانتی‌گراد روی منطقه آب زیرزمینی کشف نموده است. از آنجایی که زمین تحت تأثیر توده آب زیرزمینی است انتظار می‌رود دارای تغییر دمای روزانه کمی باشند (۰/۱م، سال ۱۹۷۶ م) اثر لختی حرارتی هنگامی که داده‌های از این نوع استفاده شود بسیار ظاهر خواهد بود. چنین داده‌هایی از طریق به کارگیری سنجنده‌های فروسرخ که در داخل سیستمهای ماهواره‌ای قرار می‌گیرد مثل ماهواره Explorer کسب می‌گردد اثرات این نوع ممکن است در نواحی بی آب و علف قابل آشکارسازی باشد. ولی در تغییرات نواحی معتدل در رطوبت خاک سطح، گیاهان، دمای هوا، خاک و زمین شناسی یقیناً استفاده از چنین روشهای اکتشاف منفی است.

خلاصه

برای نواحی معتدل بنابراین، مناسبترین روش آشکارسازی آبهای زیرزمینی و تعیین حدود و تغور براساس روشهای تفسیری عوارض شناختی مثل پروفیلهای زمین شناسی و شکستگیهای بزرگ پوسته زمین، پتولوژی سطح، رطوبت خاک و گیاهان و گاهی تخلیه‌های آبهای زیرزمینی امکان پذیر است. روش سنجش از دور به طور کلی اطلاعات سینوپتیک، دوره زوم راکه در خلال این بخش بدانها اشاره رفت تهیه می‌نماید. □

پاورقی:

1) Airborne thermal scanning radiometer
2) Side looking radar
3) Back scattering
4) Low level infrared photography
5) Run off
6) Return beam vidicon
7) Extrapolation
8) Light extiniction coefficient
9) Jackson units
10) Digital photometric mopper
11) Computer-compatible tape
12) Laser romans spectroscopy
13) Romon shifts
14) Resonance roman spectroscopy
15) Lineament