معرفی روش رادار نفوذی به زمین برای اندازه‌گیری مقدار آب خاک سطحی

رضا حسن‌پور[۱] و داود زارع‌حقی[۲]
۱ و ۲- به ترتیب دانشجوی دکترا و استادیار گروه علوم و مهندسی خاک، دانشگاه تبریز

چکیده

هیدرولوژیست‌ها، خاکشناسان، اکولوژیست‌ها، هواشناسان و متخصصان زراعت، هر کدام به دلایل و استفاده‌های مختلف نیاز به بررسی تغییرات زمانی و مکانی آب در ناحیه بین سطح خاک تا آب زیرزمینی دارند. رادار نفوذی به زمین (GPR) یکی از روش‌های با قدرت تفکیک زیاد ژئوفیزیکی و مشابه با لرزه‌نگاری بازتابی است که بر مبنای انتشار و بازتاب موج عمل می‌کند. با تغییر رطوبت خاک، شدت انعکاس موج تغییر می‌کند که در واقع اساس روش GPR برای تعیین رطوبت خاک سطحی هم همین مسئله است. در این روش ضریب انعکاس در مرز مشترک هوا-زمین بوسیله اختلاف در گذردهی الکتریکی نسبی بین هوا با گذردهی ۱ و زمین با گذردهی K تعیین شده و سپس با استفاده از این ضریب انعکاس، گذردهی دی‌الکتریکی نسبی (ثابت دی‌الکتریک) خاک محاسبه می‌شود. در نهایت ثابت دی‌الکتریک محاسبه شده از طریق یک رابطه تجربی به رطوبت حجمی خاک تبدیل می‌شود.

واژه های کلیدی: آب خاک، امواج الکترومغناطیسی، ثابت دی‌الکتریک، ضریب انعکاس

۱- مقدمه

رطوبت خاک، مقدار آب موجود در خاک است که در فضای بین ذرات خاک نگهداشته می‌شود. با وجود اینکه آب موجود در خاک حدود (۰/۰۵ درصد از کل منابع آب شیرین جهان را شامل می‌شود (جدول ۱)، اما آن یک ذخیره موثر آب در چرخه هیدرولوژیکی بوده و اهمیت اساسی و بنیادی در فرآیندهای هیدرولوژیکی، بیولوژیکی و بیوژئوشیمیایی دارد. هیدرولوژیست‌ها، خاکشناسان، اکولوژیست‌ها، هواشناسان و متخصصان زراعت، هر کدام به دلایل و استفاده‌های مختلف نیاز به بررسی تغییرات زمانی و مکانی آب در ناحیه بین سطح خاک تا آب زیرزمینی دارند.

جدول ۱: توزیع آب در زمین (لال و استوارت، ۲۰۱۲)

شکل آب	مساحت تحت پوشش (×۱۰۰۰ Km^2)	حجم (×۱۰۰۰ Km^3)	سهم منابع آب (درصد)	
			کل منابع آب	منابع آب شیرین
اقیانوس‌ها	۳۶۱۳۰۰	۱۳۳۸۰۰۰	۹۶/۵	-
آب زیرزمینی	۱۳۴۸۰۰	۲۳۴۰۰	۱/۷	-
آب زیرزمینی شیرین	۱۳۴۸۰۰	۱۰۵۳۰	۰/۷۶	۳۰/۱
رطوبت خاک	۸۲۰۰۰	۱۶/۵	۰/۰۰۱	۰/۰۵
پوشش یخچال و برف دائمی	۱۶۰۰۰	۲۴۰۰۰	۱/۷۴	۶۸/۷
قطب جنوب	۱۴۰۰۰	۲۲۰۰۰	۱/۵۶	۶۱/۷
گرین‌لند	۱۸۰۰	۲۳۰۰	۰/۱۷	۶/۶۸
جزایر قطب شمال	۲۳۰	۸۳/۵	۰/۰۰۶	۰/۲۴
مناطق کوهستانی	۲۲۰	۴۰/۶	۰/۰۰۳	۰/۱۲
مناطق یخ زمینی لایه‌های یخبندان دائمی	۲۱۰۰۰	۳۰۰	۰/۰۲۲	۰/۸۶
منابع آب در دریاچه‌ها	۲۰۰۰	۱۸۰	۰/۰۱۳	-

آب شیرین	۱۲۴۰	۹۱	۰/۰۰۷	۰/۲۶
آب نمک	۸۲۰	۸۵/۴	۰/۰۰۶	-
آب مرداب	۲۷۰۰	۱۱/۴۷	۰/۰۰۰۸	۰/۰۳
آب رودخانه‌ها	۱۴۸۸۰۰	۲/۱۲	۰/۰۰۰۲	۰/۰۰۶
آب بیولوژیکی	۵۱۰۰۰۰	۱/۱۲	۰/۰۰۰۱	۰/۰۰۳
آب اتمسفری	۵۱۰۰۰۰	۱۲/۹	۰/۰۰۱	۰/۰۴
کل منابع آب	۵۱۰۰۰۰	۱۳۹۰۰۰۰	۱۰۰	-
آب شیرین	۱۴۸۸۰۰	۳۵۰۰۰	۲/۳۵	۱۰۰

در مقیاس منطقه‌ای تا قاره‌ای، تبادل رطوبت و انرژی بین خاک، پوشش گیاهی و اتمسفر بر رطوبت و دمای جوی نزدیک سطح تأثیر دارد که در واقع آب‌وهوای منطقه‌ای را تعیین می‌کند. در مقیاس حوضه آبخیز، مقدار آب خاک تا حدودی تفکیک بارش به نفوذ، تبخیر و رواناب را کنترل می‌کند و بنابراین تأثیر بزرگی بر فرسایش خاک و تخلیه رودخانه دارد.

در مقیاس مزرعه، اطلاع از توزیع آب خاک برای برنامه‌های کشاورزی دقیق مهم است. در شرایط بیش از حد آب در خاک، کیفیت محصول بخاطر اثرات منفی غرقاب بر ریشه‌های گیاه (کاهش تنفس ریشه‌ای در اثر تخلیه اکسیژن و افزایش قابلیت دسترسی یون‌های سمی تحت شرایط احیا خاک) کاهش می‌یابد. در شرایط خیلی کم آب در خاک، گیاهان به‌صورت غیر قابل برگشت در اثر تنش خشکی خسارت می‌بینند. علاوه بر تأثیر مقدار آب بر کیفیت و کمیت محصولات، هزینه منابع و آلایندگی انرژی با آبیاری محصول در مناطق کم آب بخصوص زمانی که بین مصرف کنندگان شهری و کاربری اراضی کشاورزی بر سر آب رقابت وجود دارد، افزایش می‌یابد.

قابلیت دسترسی آب در خاک برای چرخه مواد غذایی، که پیش‌نیاز تولید اولیه است، ضروری می‌باشد. رطوبت خاک تبخیر و تعرق زمین را که فرآیند مرکزی در سیستم اقلیم و رابط آب، انرژی و چرخه کربن است، تحت تأثیر قرار می‌دهد (فالون و همکاران، ۲۰۱۱). حفظ چنین خدمات اکوسیستم مرتبط، باروری اکوسیستم‌های طبیعی را افزایش داده و به تقویت تنوع زیستی کمک می‌کند (رایمر و همکاران، ۲۰۱۰). رطوبت خاک منبع اصلی آب طبیعی برای کشاورزی و پوشش طبیعی است و انواع مختلف فرآیندهای مرتبط با رشد گیاه و تولید کشاورزی و همچنین دامنه‌ای از فرآیندهای خاک را تحت تأثیر قرار می‌دهد (وایت، ۱۹۹۷). نیاز به اندازه‌گیری دقیق رطوبت خاک در مقیاس‌های مکانی-زمانی برای کاربردهای هیدرولوژیکی، اقلیمی و کشاورزی منجر به توسعه روش‌های مختلف تعیین رطوبت خاک شد. تکنیک‌های الکترومغناطیسی با بسامد بالا امیدبخش‌ترین سنسورهای مقدار آب خاک برای رفع این نیازها هستند چون این دسته از تکنیک‌ها یک دامنه‌ای از تکنیک‌ها را شامل می‌شود که مقدار آب خاک را در مقیاس‌های زمانی مختلف با استفاده از گذردهی دی‌الکتریک اندازه‌گیری می‌کنند.

رادار نفوذی به زمین (GPR)[1] یکی از روش‌های با قدرت تفکیک زیاد ژئوفیزیکی است که با امواج الکترومغناطیسی بسامد بالا (۱۲/۵ تا ۲۵۰۰ مگاهرتز) تغییرات خواص الکتریکی در اعماق کم را به‌منظور آشکارسازی زیرسطحی اندازه‌گیری می‌کند (ون دام و اسچلاقر، ۲۰۰۰). فکر استفاده از امواج الکترومغناطیس بسامد بالا در بررسی‌های زیرسطحی، به مطالعات و اختراعات ثبت شده در آلمان ۱۹۰۴ از سوی هولسمیر باز می‌گردد. نخستین برداشت رادار در سال ۱۹۲۹ برای تعیین عمق یک رودخانه یخزده در اتریش صورت گرفت. در سال ۱۹۷۲ رکس موری و آرت دریک نخستین سامانه‌های تجاری رادار را ساختند (موری، ۱۹۷۴). پس از تولید تجاری این دستگاه‌ها، افزایشی بی‌نظیر در استفاده از آنها، چاپ مقالات و تحقیقات با موضوع این روش آغاز شد. قدرت تفکیک زیاد روش GPR، سرعت برداشت داده‌ها و همچنین غیرمخرب بودن این روش علاوه بر دسترس قرار گرفتن دستگاه‌های آن، بر توسعه استفاده از آن تأثیر بسزایی داشت (نیل، ۲۰۰۴). با استفاده از این روش تحقیقات بسیاری با موضوعات متنوعی مانند بررسی چینه‌شناسی خاک و شکستگی‌های درون سنگ‌های آذرین، شناسایی آب‌های زیرزمینی و سطح ایستابی، نقشه‌برداری سطوح سنگ کف، زیست محیطی، شناسایی حفره‌های زیرسطحی و حتی باستان‌شناسی صورت گرفته است. در کشور ما نیز تحقیقات معدودی در زمینه استفاده از روش GPR موجود است که از آن

[1]. Ground Penetrating Radar

جمله می‌توان به آشکارسازی طاق‌های باستانی مدفون در خاک‌های نزدیک سطح، آشکارسازی شکستگی‌ها و تاقدیس‌های نزدیک سطح، آشکارسازی قنات و لوله‌های مدفون زیرسطحی و تعیین ضخامت آسفالت، بررسی ساختارهای مدفون نزدیک سطح زمین و شناسایی حفره‌های زیرسطحی و بررسی لایه‌بندی، دانه‌بندی و برآورد میزان رس در رسوبات زیرسطحی کم‌عمق اشاره کرد.

۲- تجهیزات رادار نفوذی به زمین

تعدادی سیستم GPR تجاری در بازار وجود دارد که با اهداف چند منظوره تهیه می‌شوند. این سیستم‌ها می‌توانند به‌طور معمول در دامنه بسامدهای مختلف از ۱۰ تا ۱۴۰۰ مگاهرتز عمل کنند. بازار سیستم‌های GPR در حال حرکت به سمت سیستم‌های با کاربرد آسان بوده و برای کارهای ویژه طراحی می‌شوند. جنبه‌های مهمی که هنگام انتخاب یک سیستم GPR برای اندازه‌گیری مقدار آب خاک باید در نظر گرفه شوند شامل قابلیت دسترسی دامنه لازم بسامدهای آنتن، امکان تفکیک آنتن‌ها برای اندازه‌گیری‌های چند شاخه و قابلیت دسترسی آنتن‌های گمانه است. همچنین داشتن آنتن‌های حفاظدار برای اندازه‌گیری‌های با کیفیت بالاتر مفید خواهد بود. در بیشتر مطالعات، موقعیت‌یابی صحیح اندازه‌گیری‌های رادار مهم است. بررسی سنتی با موقعیت‌های علامت‌گذاری شده در مزرعه بسیار وقت‌گیر است. بیشتر سیستم‌های GPR با یک GPS قابلیت استفاده دارند که در این صورت آزادی حرکت و جابجایی وجود دارد به‌طوری که در بررسی‌های سنتی این امکان وجود ندارد. اگرچه که برای بیشتر کاربردها صحت سیستم‌های GPS منظم ممکن است مناسب نباشد. موقعیت‌یابی با صحت بالاتر می‌تواند با سیستم‌های GPS متفاوت پیشرفته یا با یک تئودولیت با قابلیت خود-ردیاب به‌دست آید.

۳- روش‌شناسی

روش GPR روش بازتاب تپ (پالس) الکترومغناطیسی برای بررسی‌های کم‌عمق با قدرت تفکیک زیاد است. این روش مشابه با لرزه‌نگاری بازتابی است که بر مبنای انتشار و بازتاب موج عمل می‌کند (بلیندو و همکاران، ۲۰۰۷).

در حالت ساده یک دستگاه GPR از یک تولید کننده سیگنال تشکیل شده است. سیگنال ایجاد شده با این تولید کننده به‌وسیله آنتن فرستنده به درون زمین فرستاده می‌شود. امواج با سرعت زیادی در زمین منتقل می‌شوند. هنگامی که این امواج به یک شی و یا سطح بازتاب برخورد می‌کنند، بر اثر تغییر امپدانس الکترومغناطیسی در این محل‌ها، قسمتی از امواج از سطح بازتاب خواهد شد (پاراسنیس، ۱۹۹۷). آنتن گیرنده مستقر در دستگاه، این بازتاب‌ها را به‌صورت یک پیک بالا نشان می‌دهد و زمان حرکت و دامنه‌های بازتاب را ضبط می‌کند. زمان رفت و برگشت موج از آنتن فرستنده و بازتاب از اهداف زیرسطحی و دریافت در گیرنده، از چند ده تا چندین هزار نانوثانیه متغیر است. دستگاهای GPR در واقع زمان رسیدن امواج را اندازه‌گیری می‌کنند.

۴- اندازه‌گیری رطوبت خاک سطحی با GPR

دو عامل مهم تأثیر گذار بر انعکاس پالس الکترومغناطیسی از سطح خاک لخت عبارتند از:

۱- زبری سطح خاک: برای اینکه در اندازه‌گیری رطوبت خاک به‌وسیله GPR مشکلی به‌وجود نیاید باید زبری سطح خاک زیاد نباشد. به‌عنوان مثال برای آنتن‌های ۱ گیگاهرتزی باید زبری سطح خاک کمتر از ۰/۰۳۸ متر و برای آنتن‌های ۲۲۵ مگاهرتزی باید کمتر از ۰/۱۶۷ متر باشد. یعنی زبری سطح خاک باید کمتر از یک هشتم طول موج پالس الکترومغناطیسی مورد استفاده باشد.

۲- رطوبت خاک: با تغییر رطوبت خاک، شدت انعکاس موج تغییر می‌کند که در واقع اساس روش GPR برای تعیین رطوبت خاک سطحی هم همین مسئله است.

۴-۱- تئوری

ضریب انعکاس (R) در مرز مشترک هوا-زمین بوسیله اختلاف در گذردهی الکتریکی نسبی بین هوا با گذردهی ۱ و زمین با گذردهی K به صورت زیر است:

$$R = \frac{1-\sqrt{K}}{1+\sqrt{K}} \quad (۱)$$

این رابطه در شرایط زیر اعتبار دقیق ندارد:

اگرمرز مشترک تدریجی باشد، اگر گذردهی تا یک عمق کافی یکنواخت نباشد یا اگر مرز مشترک صفحه‌ای نبوده و به حد کافی صاف نباشد (دیویس و آنان، ۲۰۰۲). بزرگی ضریب انعکاس در یک مکان مشخص برابر است با نسبت دامنه[2] موج کوچک انعکاس یافته آن مکان (A_r) به دامنه موج اندازه‌گیری شده در همان ارتفاع از یک انعکاس دهنده کامل (A_m). این انعکاس دهنده کامل می‌تواند یک صفحه فلزی با ابعاد مشخص و معین باشد. با استفاده از معادله بالا، گذردهی دی‌الکتریکی (K) می‌تواند به‌صورت زیر تعیین گردد:

$$K = \left(\frac{1+\frac{A_r}{A_m}}{1-\frac{A_r}{A_m}} \right)^2 \quad (۲)$$

اگر واسنجی روی یک سطح با انعکاس‌پذیری معلوم انجام شود، معادله مشابه با معادله بالا به‌دست آید. برای مثال، TDR می‌تواند برای اندازه‌گیری گذردهی دی‌الکتریکی در یک ناحیه با خصوصیات یکنواخت استفاده شود و یک واسنجی می‌تواند بدون استفاده از صفحه هدف فلزی به‌دست آید.

۴-۲- رابطه بین مقدار آب خاک و گذردهی

یک روش تئوری‌تر برای ارتباط دادن مقدار آب خاک و ε بر اساس مدل‌های دی‌الکتریک مرکب که جزءهای حجمی و گذردهی دی‌الکتریک هر جزء خاک را برای به‌دست آوردن رابطه به‌کار می‌گیرد (جونز و فریدمن، ۲۰۰۰). در مدل‌های دی‌الکتریک مرکب، گذردهی توده یک سیستم خاک-آب-هوا، ε_b، ممکن است با مدل شاخص انکساری مرکب[3] بیان شود :

$$\varepsilon_b = \left[\theta \varepsilon_w^{\alpha} + (1-n)\varepsilon_s^{\alpha} + (n-\theta)\varepsilon_a^{\alpha} \right]^{\frac{1}{\alpha}} \quad (۳)$$

در اینجا n (مترمکعب بر مترمکعب) تخلخل خاک است؛ ε_w، ε_s و ε_a به ترتیب گذردهی آب، ذرات خاک و هوا است؛ و α فاکتوری است که جهت میدان الکتریکی را با توجه به هندسه محیط احتساب می‌کند ($\alpha = 1$ برای میدان الکتریکی موازی با لایه‌های خاک، $\alpha = -1$ برای میدان الکتریکی عمود بر لایه‌های خاک و $\alpha = 0.5$ برای محیط ایزوتروپ). بعد از بازنویسی رابطه بالا، رابطه زیر می‌تواند برای رطوبت خاک به‌دست آید:

$$\theta = \frac{\varepsilon_b^{\alpha} - (1-n)\varepsilon_s^{\alpha} - n\varepsilon_a^{\alpha}}{\varepsilon_w^{\alpha} - \varepsilon_a^{\alpha}} \quad (۴)$$

بعد با جاگذاری $\varepsilon_a = 1$ و با فرض $\alpha = 0.5$ معادله ۴ به صورت زیر درمی‌آید:

$$\theta = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon_w} - 1}\sqrt{\varepsilon_b} - \frac{(1-n)\sqrt{\varepsilon_s} - n}{\sqrt{\varepsilon_w} - 1} \quad (۵)$$

---

[2]. Amplitude
[3]. Complex Refractive Index Model

معادله بالا یک معادله خطی است که رابطه بین رطوبت خاک و گذردهی سیستم خاک را بیان می‌کند. اگر شیب خط a و عرض از مبدا آن b در نظر گرفته شود، رابطه به‌صورت زیر در می‌آید:

$$\theta = a\sqrt{\varepsilon_b} - b$$

(۶)

که در آن a و b پارامترهای واسنجی و $\sqrt{\varepsilon_b}$ نیز همچنین اشاره به شاخص انکسار (n_a) دارد. صحت این رابطه در حدود ۰/۰۱۸۸ مترمکعب بر مترمکعب است. نسبت گذردهی (ε) هر ماده به گذردهی الکتریکی خلأ (ε_0) برابر با گذردهی نسبی (ε_r) است که این نسبت اغلب به‌عنوان ثابت دی‌الکتریک (K) هر ماده شناخته می‌شود.

مقدار رطوبت حجمی خاک می‌تواند از فرمول‌های تجربی که مقدار آب را به گذردهی ربط می‌دهند به‌دست آید. آزمایش‌های زیادی که روی خاک‌های مختلف صورت گرفته نشان داده است که بین رطوبت حجمی خاک (θ_v) و ثابت دی‌الکتریک ظاهری (K) خاک رابطه پلی‌نومیال زیر برقرار است (تاپ و همکاران، ۱۹۸۰):

$$\theta_v = -0.053 + 0.0292K - 5.5\times10^{-4}K^2 + 4.3\times10^{-6}K^3$$

(۷)

این رابطه برای خاک‌های معدنی با بافت‌های مختلف تعیین گردیده است که صحت آن در حدود ۰/۰۲۲ متر مکعب بر متر مکعب است.

۵- سطح اثر سنسور

قسمتی از سطح زمین که GPR پوشش می‌دهد و رطوبت آن قسمت را اندازه‌گیری می‌کند می‌تواند به‌صورت تقریبی به‌وسیله قطر منطقه فرنل (FZD)[۴] تعیین شود:

$$FZD = \left[(\frac{\lambda^2}{4}) + 2\lambda h\right]^{0.5}$$

(۸)

که در رابطه بالا، λ طول موج (c/f) و h ارتفاع آنتن از سطح خاک می‌باشد. بنابراین مثلاً برای آنتن ۱ گیگاهرتزی که در ارتفاع ۱ متری بالای سطح خاک قرار دارد، منطقه تحت پوشش این روش، ۰/۷۹ در ۰/۷۹ متر و برای آنتن ۲۲۵ مگاهرتزی در ارتفاع ۱ متری سطح خاک، ۱/۷۶ در ۱/۷۶ متر به‌دست می‌آید.

۶- مزایا و معایب روش

این روش ساده، سریع، غیر مخرب و دقیق است که با دقت نسبتاً خوب می‌تواند تغییرات مکانی رطوبت خاک را تعیین و پایش کند. همچنین این روش به‌نوعی خلأ بین روش‌های نقطه‌ای و سنجش از دور را پر می‌کند. نیاز داشتن به دانش بالای کاربر برای به‌دست آوردن داده‌هایی با کیفیت خوب و تفسیرهای معتبر و همچنین تحت تأثیر قرار گرفتن نتایج این روش در خاک‌های شور به دلیل تضعیف سیگنال نیز از معایب این روش می‌باشد.

منابع

Blindow, N., Eisenburger, D., Illich, B., Petzold, H., and Richter, T., 2007. Ground Penetrating Radar, In Environmental Geology, Springer.

Davis, J.L., and Annan, A. P., 2002. Ground penetrating radar to measure soil water content. p. 446–463. In J.H. Dane and G.C. Topp (ed.) Methods of soil analysis. Part 4. SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison WI.

Falloon, P., Jones, C.D., Ades, M., and Paul, K., 2011. "Direct soil moisture controls of future global soil carbon changes: an important source of uncertainty". Glob. Biogeochem. Cycles, 25, GB3010.

[4]. Fresnel Zone Diameter

Jones, S. B., and S.P. Friedman., 2000. "Particle shape effect on the effective permittivity of anisotropic or isotropic media consisting of aligned or randomly oriented ellipsoidal particles". Water Resour. Res. 36: 2821–2833.
Lal, R., and Stewart, B. A. 2012. Soil Water and Agronomic Productivity. CRC Press, USA.
Morey, R. M., 1974. "Continuous subsurface profiling by impulse radar, subsurface exploration for underground excavation and heavy construction". ASCE Specialty Conference, 213- 232, Henniker, New Hampshire.
Neal, A., 2004. "Ground penetrating radar and its use in sedimentology, principles, problems and progress". Earth-science Reviews, 66: 261-330.
Parasnis, D. S., 1997. Principles of Applied Geophysics, Chapman and Hall.
Rhymer, C.M., Robinson, R.A., Smart, J., Whittingham, M.J., 2010. "Can ecosystem services be integrated with conservation? A case study of breeding waders on grassland". Ibis, 152: 698–712.
Topp, G. C., Davis, J. L., and Annan, A. P., 1980. "Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines". Water Resources Research, 16 (3): 574-582.
Van Dam, R. L., and Schlager, W., 2000. "Identifying causes of ground-penetrating radar reflections using time domain reflectometry and sedimentological analysis". Sedimentology, 47: 435-449.
White, R.E., 1997. Principles and Practice of Soil Science. The Soil as a Natural Resource. Blackwell Sci., Oxford, UK.

Introducing the ground penetrating radar method to measure the surface soil water content

Reza Hassanpour[1] and Davoud Zarehaghi[2]
[1.] Ph.D. Student, Department of Soil Science and Engineering, University of Tabriz, Tabriz, Iran
[2.] Assistant Professor, Department of Soil Science and Engineering, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Abstract
Hydrologists, soil scientists, ecologists, meteorologists and agronomists, each with different reasons and purposes need to investigate spatial and temporal changes of water in the area between the soil surface and groundwater. Ground penetrating radar (GPR) is one of the methods of high-resolution geophysical and it is similar to reflection seismology that acts based on the emission and reflection of wave. With variation of soil moisture, the intensity of wave reflection changes; that it is the base of the GPR method to determine the soil moisture content. The dielectric constant calculated from an empirical relationship is converted to soil water content. The reflection coefficient in air-ground by the difference in relative permittivity between air with permittivity of 1 and ground with permittivity of K is determined, then with using of this reflection coefficient, soil relative dielectric permittivity (dielectric constant) is calculated. Finally, the dielectric constant calculated from an empirical relationship is converted to volumetric soil water content.

Keywords: dielectric constant, electromagnetic waves, reflectance coefficient, soil water