



وزارت نیرو
شرکت مدیریت منابع آب ایران
شرکت آب منطقه‌ای قم

پیش‌بینی میزان فرونشست ناشی از بهره‌برداری منابع آب زیرزمینی با استفاده از
مدل سازی ترکیبی و تکنیک تداخل سنجی در تصاویر ماهواره‌ای راداری

(مطالعه موردنی: دشت علی‌آباد قم)

گزارش نهایی

جلد دوم: مطالعات سنجش از دور

کد QOW-90004

۱۳۹۲ زمستان

وزارت نیرو



مؤسسه تحقیقات آب

۱- مقدمه	۵
۲- بیان مسئله	۸
۳- سابقه تحقیق	۱۱
۴- روش‌های اندازه‌گیری جابه‌جایی سطح زمین با استفاده از روش‌های شبکه‌بندی ژئودتیک	۱۱
۵- روش‌های مبتنی بر سنجش از دور راداری	۱۳
۶- تداخلسنجی راداری (INSAR)	۱۵
۶- ماهواره‌های راداری برای تداخلسنجی	۱۶
۶- ساختار داده تداخلسنجی راداری با روزنامه مجازی (SAR)	۱۷
۶- بیان ریاضی تداخلسنجی راداری	۱۷
۶- تداخلسنجی تفاضلی راداری (D-InSAR)	۲۰
۷- مراحل عملی تداخل سنجی راداری	۲۴
۷- انتخاب داده	۲۴
۷- پردازش داده‌های راداری	۲۷
۷- ۱- تولید تداخلنگار از دو تصویر SLC	۲۷
۷- ۲- تولید مدل رقومی ارتفاعی (DEM)	۲۸
۷- ۳- تعديل اثرات توپوگرافی	۲۸
۷- ۴- اصلاح فاز	۲۹
۷- ۵- تعیین مقدار فاز مطلق	۳۰
۷- ۶- تبدیل فاز به ارتفاع	۳۰
۷- ۷- استخراج مؤلفه فاز مربوط به جابه‌جایی سطح با استفاده از روش D-InSAR	۳۱
۸- تعریف فرونشست	۳۱
۸- عوامل ایجاد فرونشست	۳۲
۸- ارتباط بین افت سطح آب زیرزمینی و افت سطح زمین	۳۳
۹- منطقه مورد مطالعه	۳۶
۹- تهییه نقشه کاربری اراضی با استفاده از طبقه‌بندی شیء پایه	۳۸
۹- ۱- مرحله قطعه‌بندی (Segmentation)	۳۸
۹- ۲- شاخص‌های موثر بر قطعه‌بندی	۳۹

۴۱.....	۳-۱-۹- مرحله طبقه‌بندی شئ- پایه (Classification)
۴۲.....	۴-۱-۹- روش طبقه‌بندی نزدیک‌ترین همسایه بر مبنای منطق فازی
۴۵.....	۲-۹- داده‌های ماهواره‌ای (راداری) مورد استفاده
۴۸.....	۱-۲-۹- انتخاب زوج تصاویر SAR جهت تداخل‌سنجی
۴۹.....	۲-۲-۹- زوج تصاویر انتخابی
۵۰.....	۳-۹- تولید تداخلنگار
۵۲.....	۴-۹- تعدیل اثرات توپوگرافی
۵۳.....	۵-۹- تولید تصاویر همدوس و انجام عملیات فیلتر گذاری (فیلتر انطباقی) بر روی تداخل نگار
۵۷.....	۶-۹- تصحیح مقادیر فاز
۵۹.....	۷-۹- پالایش و تصحیح مضاعف
۶۱.....	۸-۹- تبدیل فاز به نقشه جابه‌جایی (فرونشست)
۶۸.....	۹-۹- صحتسنجی نتایج حاصل از تداخل‌سنجی راداری
۷۳	مراجع

فهرست اشکال

شکل ۱	بیانی ساده از تداخلستنجی راداری A1 و A2 مربوط به موقعیت دو آنتن میباشد که به یک منطقه یکسان نظاره دارند.	۱۸۰
شکل ۲	هنده تداخلستنجی تفضیلی راداری	۲۱
شکل ۳	مفهوم فاز بسته شده و باز شده به ترتیب در نمودارهای A و B	۲۹
شکل ۴	ساختار یک سفره آب زیرزمینی (Barry et al., 1989)	۳۵
شکل ۵	تصویر ماهواره‌ای دشت علی آباد- ماهواره Landsat-8 (LDCM). اخذ شده در تابستان ۱۳۹۲. ترکیب رنگی کاذب حاضر حاصل ترکیب باندهای ۵، ۴ و ۳ سنجنده LDCM است. مناطق قرمز رنگ نشان دهنده پوشش‌های گیاهی و زمینهای کشاورزی است.	۳۶
شکل ۶	مدل رقومی ارتفاعی دشت علی آباد (استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای ASTER و با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر).	۳۷
شکل ۷	اساس طبقه‌بندی به روش نزدیکترین همسایه، در این شکل قطعات تصویری (دایره‌های زرد رنگ) در یک فضای دوبعدی از توصیف‌گرها، برای اختصاص به یکی از طبقات نشان داده است (Baatz et al., 2004)	۴۳
شکل ۸	نمونه‌ای از نمودار شب توابع عضویت که برای یک طبقه خاص محاسبه شده است. برای مثال در فضای چندبعدی توصیف‌گرها اگر فاصله قطعه تصویری از نمونه تعلیمی برابر با ۰/۵ باشد، میزان عضویتش به آن طبقه خاص ۰/۷ خواهد بود	۴۳
شکل ۹	نقشه کاربری اراضی دشت علی آباد (استخراج شده از تصاویر ماهواره Landsat در تابستان سال ۱۳۹۲)	۴۴
شکل ۱۰	فلوچارت مراحل کلی استخراج نقشه فرونشست با استفاده از تصاویر راداری ASAR	۴۷
شکل ۱۱	تداخلنگار حاصل از پردازش تصاویر انتخابی سنجنده ASAR (الف) زوج تصویر Z ₁ . (ب) زوج تصویر Z ₂	۵۱
شکل ۱۲	انجام فیلتر توافقی و تأثیر آن بر روی تداخلنگار (الف) تداخلنگار تفضیلی مربوط به زوج تصویر Z ₁ و (ب) تداخلنگار تفضیلی فیلتر شده مربوط به زوج تصویر Z ₁	۵۶
شکل ۱۳	(الف) تداخلنگار تفضیلی فیلتر شده مربوط به زوج تصویر Z ₁ و (ب) تداخلنگار اصلاح شده فازی مربوط به زوج تصویر Z ₁	۵۸
شکل ۱۴	(الف) فاز اصلاح شده تداخلنگار (مربوط به زوج تصویر Z ₁) و (ب) پالایش و تصحیح مضاعف بر فاز تداخلنگار Z ₁	۶۰
شکل ۱۵	نقشه فرونشست حاصل از پردازش و جمع زوج تصاویر منتخب از سنجنده ASAR	۶۳
شکل ۱۶	میزان فرونشست در واحدهای مطالعاتی مربوط به مطالعات آبهای زیرزمینی	۶۴
شکل ۱۷	(الف) پروفیل طولی تغییرات ارتفاعی دشت علیآباد، (ب) پروفیل عرضی بخش‌های غربی منطقه مورد مطالعه و (ج) پروفیل عرضی واقع در شرق دشت علیآباد	۶۸
شکل ۱۸	موقعیت چاههای پیزومتر ثبت شده در دشت علی آباد قم	۷۱
شکل ۱۹	مقدار فرونشست ثبت شده در ایستگاههای دشت علی آباد به دو صورت مشاهداتی و تداخلستنجی	۷۲

فهرست جداول

۴۵.....	جدول ۱ مشخصات سنجنده ASAR
۴۶.....	جدول ۲ مشخصات داده‌های راداری مورد استفاده از سنجنده ASAR- IMS
۵۰.....	جدول ۳ زوج تصاویر انتخابی از سنجنده ASAR- IMS در حالت نزولی
۵۵.....	جدول ۴ مقادیر همبستگی برای زوج تصاویر انتخابی سنجنده ASAR
۶۹.....	جدول ۵ ارتباط کاربریهای اراضی با میزان فرونشست
۷۰.....	جدول ۶ مشخصات چاههای پیرومتر موجود در دشت علی اباد و مقادیر فرونشست ثبت شده در آن‌ها

۱- مقدمه

استفاده از فناوری سنجش از دور که تحت عنوان هنر شناسایی و تشخیص پدیده‌ها از راه دور بدون تماس فیزیکی با آن‌ها تعریف می‌شود، در زمینه مطالعه پدیده‌های مختلف زمینی روز به روز در حال افزایش است. در واقع حضور اطلاعات سنجش از دوری و تصاویر ماهواره‌ای نقطه عطف بزرگی در مطالعات مختلف مرتبط با منابع زمینی محسوب می‌گردد. اگرچه جهت مطالعه منابع مختلف زمینی و تغییرات آن‌ها روش‌های گوناگونی وجود دارد، اما از بین روش‌های مختلف، سنجش از دور و تصاویر ماهواره‌ای به ابزاری بسیار ارزشمند برای مستندسازی و آشکارسازی تغییرات سطح کره زمین تبدیل شده است (Kuhn Bamber and Kwok 2003; ; Kuhn Bamber and Kwok 2003; Pellikka 2007). از آنجا که مطالعات زمینی و میدانی با مشکلات و موانع بسیار زیادی رو برو است، لذا جهت ثبت ویژگی‌های مختلف سطح زمین و همچنین بررسی روند تغییرات آن‌ها در گذر زمان، سنجش از دور و داده‌های ماهواره‌ای بهترین و کاربردی‌ترین ابزار ممکنه است.

مزایای استفاده از داده‌های ماهواره‌ای به همراه ویژگی‌هایی مختلف منابع زمینی که مطالعه آن‌ها را با استفاده از روش‌های کلاسیک و قدیمی (روش‌های زمینی و میدانی) مشکل ساخته است و محققین را بر آن داشته تا رو به سمت فناوری‌های جدیدی همچون سنجش از دور بیاورند عبارت است از:

- پوشش وسیع تصاویر ماهواره‌ای؛
- امکان تهیه تصاویر تکراری با دوره بازگشت‌های متفاوت؛
- امکان پایش و مطالعه خصوصیات سطح زمین در گذشته‌های دور و مطالعه روند تغییرات آن‌ها؛
- قابلیت تصویربرداری چند طیفی و فرا طیفی از سطح زمین با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای؛
- امکان پردازش کامپیوتری و تجزیه و تحلیل نیمه خودکار تصاویر ماهواره‌ای؛
- هزینه کمتر تصاویر ماهواره‌ای.

تداخل سنجی راداری^۱ (InSAR) در بین روش‌های متنوع و گوناگون آشکارسازی تغییرات پوسته زمین به عنوان بهترین روش اندازه‌گیری محسوب می‌گردد (Chatterjee et al., 2006). این تکنیک برای اولین بار به توسط گراهام در سال ۱۹۷۴ مطرح گردید (Raucooles et al., 2007). بدین ترتیب که تداخل سنجی تفاضلی راداری تغییرات فاز را از دو زوج تصویر راداری که در زمان‌های متفاوت اخذ شده‌اند محاسبه نموده و بر اساس آن، تغییرات به وجود آمده در پوسته زمین را به صورت کمی و کیفی آشکار می‌نماید (Ketalar, 2008). از اوایل دهه ۱۹۹۰ با عملیاتی شدن ماهواره‌های راداری، تداخل سنجی راداری نیز به صورت گسترشده مورد استفاده محققین علوم زمین قرار گرفت. این تکنیک برای اندازه‌گیری جابه‌جایی‌های حاصل شده از زمین لرزه، آتشفسان، حرکات توده‌ای، جابه‌جایی یخچال‌ها و پدیده‌های فرونژی زمین با موفقیت به کار گرفته شده است (Kampes, 2006).

برداشت بی‌رویه از آبهای زیر زمینی، به همراه منابع هیدرولوگیکی (نفت و گاز) موجب کاهش فشار منفذی و افزایش تنش در رسوبات سست می‌گردد. به موجب آن، لایه‌های آبدار^۲ و لایه‌های نشتنی^۳ فشرده شده و به تدریج مقدمات نشست در سطح زمین را فراهم می‌آورند (Phien et al., 2006). تغییر در روند و میزان نشست می‌تواند موجبات وارد آمدن خسارات جدی به ساختمان‌ها و همچنین تأسیسات مستقر بر آن شده و به عنوان یک تهدید کننده مناطق مسکونی و کشاورزی به شمار آید. نشست زمین می‌تواند موجب وارد آمدن خسارات سنگین اقتصادی در پاره‌ای از مناطق شود. به عنوان مثال طبق برآوردهای اقتصادی انجام شده، تنها در شانگهای چین، نشست زمین موجب وارد آمدن ۱۳ میلیارد دلار خسارت در سال ۲۰۰۷ شده است (Feng et al., 2008).

¹ InSAR

² Aquifers

³ Aquitards

فرونشست زمین به علت برداشت بی‌رویه از آب‌های زیرزمینی در ایران نیز سابقه بسیار طولانی دارد. در برخی از نواحی خشک و نیمه خشک ایران از جمله دشت رفسنجان، پدیده نشست زمین از دهه‌های پیش همواره گزارش شده است (سازمان زمین‌شناسی، ۱۳۷۷). در سال‌های اخیر و به واسطه سیطره پدیده خشکسالی در غالب نواحی ایران و در نتیجه فشار مضاعف بر بهره‌برداری از منابع آب‌های زیرزمینی بدون امکان بازخورد و احیای آن، سبب شیوع این پدیده در غالب نواحی کشور شده است. بررسی‌های انجام شده در محافل مختلف علمی کشور (همانند گروه سنجش از دور دانشگاه تربیت مدرس) به بررسی ارتباط این پدیده با وقایع مختلف اقلیمی پرداخته است. بر اساس اینگونه مطالعات از جمله مناطقی که رخداد این پدیده در آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته است می‌توان به دشت‌های رفسنجان، کرمان، زنگی آباد و زرند در استان کرمان (Mousavi et al., 2001)، اردکان و یزد در استان یزد (رنجبر و جعفری، ۱۳۸۷)، (Amighpey et al., 2009; Motagh et al., 2008) مشهد، نیشابور و سرخس در استان خراسان رضوی (Motagh et al., 2007; Dehghani et al., 2009)، تهران و اسلام شهر در استان تهران (Schenk et al., 2007)، کبوتر آهنگ در استان همدان (Fatemi, 2002) و سلاماس در استان آذربایجان غربی (Sedighi et al., 2010) اشاره کرد. علاوه بر این موارد، نمونه‌های متعددی از پدیده فرونشست که در اثر بهره‌برداری از منابع نفتی و گازی به وجود آمده است نیز گزارش شده است که از آن میان می‌توان به فرونشست در مناطق امیدیه، آقاجاری و ماہشهر اشاره کرد (زینل‌زاده، ۱۳۸۹).

دشت علی‌آباد قم به عنوان یکی از مناطق مهم کشاورزی در استان قم، به دلیل نیاز شدید به منابع آبی و به تبع آن استفاده بی‌رویه و غیر اصولی از منابع آب‌های زیرزمینی در سیستم‌های آبیاری خود از جمله مناطق مستعد جهت روبرو شدن با مخاطره فرونشست است. لذا نیاز به روش‌های سریع، دقیق و کم هزینه در برآورد این خطر احتمالی و پیش‌بینی روند آن در آینده به منظور اتخاذ تصمیم‌های بازدارنده و تعدیل کننده در اینگونه مناطق بسیار ضروری به نظر می‌رسد. تحقیق حاضر بر آن است تا با بکارگیری و معرفی تکنیک‌های رایج سنجش از

دوری (تداخل سنجی راداری)، ضمن تعیین و معرفی پهنه‌های واقع در معرض فرونشست، به محاسبه نرخ فرونشست ایجاد شده در یک دوره زمانی مشخص اقدام نماید.

۲- بیان مسئله

فرونشست^۱ پدیده‌ای مورفولوژیکی است که تحت تأثیر حرکت فرو رو زمین پدید می‌آید. این پدیده می‌تواند متأثر از عوامل متعددی همانند انحلال شیمیایی، برداشت منابع آب‌های زیرزمینی، استخراج منابع معدنی، برداشت منابع گازی و نفتی، آتشسوزی‌های زیرزمینی و نهایتاً حرکات تکتونیکی اتفاق افتد. هرچند رخداد این پدیده از فرکانس و توالی نسبتاً زیادی برخوردار است، لیکن به واسطه حرکت کند و بطئی زمین در اغلب موارد درک و اندازه‌گیری آن میسر نیست. لذا این رویداد اغلب در مناطقی قابل شناسایی است که در مورفولوژی سطح زمین و بخصوص تأسیسات و تجهیزات اثر گذاشته، تخریب و خسارتی ببار آورد. این پدیده طبیعی در پاره‌ای از موارد به سبب تشدید و تحریک عوامل ایجادی آن مانند افزایش فشار در بهره‌برداری و یا بهره‌برداری خارج از طرفیت ترمیمی منابع آب زیرزمینی (بهره‌برداری بی رویه)، روند و دامنه گسترده‌ای به خود گرفته، علاوه بر ایجاد رخنمونهای فرآوان مورفولوژیکی در سطح زمین، مبدل به یک مخاطره^۲ طبیعی و تهدید برای انسان و دستآوردهای انسانی می‌شود. ایجاد فروچاله‌ها^۳ و جابه‌جایی پی ساختمان‌ها و شکست و ترک در مستحدثات، کج شدگی تأسیسات مرتفع، آسیب دیدگی تأسیسات کشاورزی (تأسیسات منصوب در چاههای بهره‌برداری، شیکه تهدیدات ناشی از فرونشست است. این شرایط در پاره‌ای از موارد همانند مخاطرات طبیعی مختلف (همانند زلزله) شرایط بسیار خطرناک‌تری را به وجود آورده است. به بیان دیگر همزادی پدیده فرونشست در نواحی واجد

¹ Land Subsidence

² Hazard

³ Sinkhole

مخاطره لرزه‌ای می‌تواند یک زمین لرزه نه چندان جدی را به یک فاجعه بسیار بزرگ تبدیل نماید (شریفی کیا، ۱۳۹۰).

امروزه نشست زمین در اثر برداشت بی‌رویه از لایه‌های آبدار زیرزمینی به عنوان یک مخاطره، جوامع ساکن بر آن را در سطوح بین‌المللی تهیید می‌کند. این پدیده در سطح زمین به صورت جابه‌جایی‌های عمودی نمود دارد که از مقیاس میلیمتر تا متر و در محدوده‌ای وسیع حادث می‌گردد. بر طبق گزارش کارشناسان، نزدیک به ۱۵۰ شهر از بین شهرهای بزرگ دنیا در معرض این مخاطره قرار دارند. از جمله این شهرها می‌توان به دره‌ی پو (ایتالیا)، مکزیکو سیتی (مکزیک)، لاس وگاس، آنتلوب و سانتاکلارا (ایالات متحده)، بانگوک (تایلند) و شانگهای (چین) اشاره کرد. از لحاظ هزینه‌های اقتصادی واردہ نیز به عنوان مثال می‌توان به خسارت ۵۰ میلیون یورویی واردہ به مادر شهر مارسیا در اسپانیا اشاره نمود که به طبع آن هزینه‌های سنگین اجتماعی را در دوره خشکسالی ۱۹۹۲-۱۹۹۵ بر جامعه تحمیل نموده است (Thomas et al., 2009).

در ایران متأسفانه حدوث این پدیده در برخی نواحی واجد پتانسیل زمین‌لرزه مانند دشت زرنده، کرمان، یزد-اردکان، تهران و ... حادث شده است و وضعیت این پدیده را از یک رویداد مورفوژئیکی هرچند پر خسارت به سوی فضایی ناامن و فاجعه نهفته سوق داده است. مسئله‌ای که به واسطه نو ظهور بودن آن چندان مورد توجه دستگاه‌های اجرایی و حتی نهادهای علمی قرار نگرفته است. رخداد پدیده فرونشست به واسطه حرکت کند و بطئی آن به سهولت قابل درک و شناسایی نیست، بلکه اندازه‌گیری نرخ و تعیین عرصه و دامنه آن مستلزم مطالعات و ابزارهای خاص است. روش‌های شناسایی پدیده فرونشست سیر تحولی مناسبی را به لحاظ تکنیک، دقیق، هزینه و زمان سپری نموده است.

در کشور ما شناسایی این پدیده در ابتدا متکی بر پیمایش‌های میدانی و عملیات مکانیکی خاک و روش‌های ژئوتکتونیکی بود. این روش‌ها علاوه بر دقت اندک، عمدتاً زمان‌بر و پرهزینه هستند به نحوی که تنها در پاره‌ای

از موارد خاص مانند دشت رفسنجان که نرخ فرونشست بالایی داشته‌اند مورد استفاده قرار گرفته است (سازمان زمین‌شناسی، ۱۳۷۷). در دهه گذشته با فراگیر شدن ابزارهای نوینی همانند GPS، پایش نواحی در معرض فرونشست با هدف تعیین نرخ فرونشست مورد توجه قرار گرفت. این تکنیک هر چند به لحاظ دقت و صحت مورد تأیید بود، لیکن به لحاظ مسائلی همانند هزینه نسبتاً بالای نصب و راهاندازی و پایش ایستگاه‌های دائم، عدم سهولت در تعیین دامنه و گستره فرونشست و نهایتاً نابسامانی در دوره زمانی پایش به واسطه تغییر در بودجه و اعتبارات سالانه، توفیق‌آمیز نبوده و از حد چند مورد و برای تعداد محدودی از سال‌ها تجاوز ننموده است.

اندازه‌گیری نرخ و دامنه فضایی پدیده فرونشست از طریق اطلاعات ماهواره‌ای روشی نوین در پایش این پدیده به شمار می‌رود که در طی دو دهه پیش (دهه ۱۹۹۰ میلادی) مطرح شده است. بدین ترتیب که، تداخل سنجی را در این تبدیل به یکی از دقیق‌ترین و کم هزینه‌ترین روش‌ها برای شناسایی و پایش جابه‌جایی‌های سطح زمین گردیده است. ساده‌ترین تکنیک در این زمینه به صورت تداخل سنجی با استفاده از اخذ حداقل دو تصویر از سنجنده‌های را دری با روزنیه مجازی است (Rosen et al., 2000) که نخستین بار برای تحلیل فرونشست حاصل شده از برداشت بی‌رویه آب‌های زیرزمینی توسط Galloway و همکارانش در سال ۱۹۹۸ به کار گرفته شد. بعد از آن با به کارگیری گروهی از الگوریتم‌های موسوم به خانواده PSI، پیشرفت قابل توجه‌ای در روش‌های تداخل سنجی را دری حاصل شد. در این الگوریتم‌ها به صورت همزمان مجموعه‌ای از تداخل‌سنجدی‌ها بر روی چندین Ferretti et al., 2004 انجام گرفته و در نهایت تفاضلات فازی و خروجی‌های مرتبط حاصل می‌گردد (.

۳- سابقه تحقیق

روش‌های آشکارسازی و محاسبه فرونشست می‌تواند در حالت کلی به روش‌های مبتنی بر شبکه‌بندی ژئودتیک (ترازیابی) و روش‌های سنجش از دور راداری تقسیم گردد. روش‌های مبتنی بر شبکه‌بندی از یکسری نقاط ثابت که معمولاً مصنوعی بوده و می‌توانند در طی زمان بدون تغییر بمانند استفاده نموده و در سطح منطقه مورد نظر به طراحی و اجرا گذاشته می‌شوند. در این راستا ابزارهای اندازه‌گیری مختلفی در نقاط مورد نظر تعییه گردیده و در یک بازه زمانی یکسان مختصات و خصوصیات تعریف گردیده مربوط به نقاط را برداشت می‌نمایند. از جمله این ابزارها می‌توان به کشش سنج، پیزومتر و سیستم موقعیت یاب جهانی (GPS) اشاره نمود. در مقابل روش‌های سنجش از دوری با استفاده از سنجنده‌های مستقر بر سکوهای هوایی یا فضایی به برداشت داده از منطقه مورد مطالعه پرداخته و با استفاده از تکنیک‌های امواج، میزان جابه‌جایی در سطح زمین را به صورت پنهانه‌ای محاسبه می‌نماید.

۴- روش‌های اندازه‌گیری جابه‌جایی سطح زمین با استفاده از روش‌های شبکه‌بندی ژئودتیک

تغییرات بوجود آمده در سطح زمین می‌تواند برآیندی از فعالیت‌های طبیعی (مانند آتش‌شسان‌ها و حرکات تکتونیکی زمین) و انسانی (مانند برداشت آبهای زیرزمینی و استخراج معادن) تعبیر گردد. لذا در ابتدا سعی بر آن بوده تا با بررسی و اندازه‌گیری تغییرات حاصل بر عناصر زمین ساختی، به محاسبه تغییرات بوجود آمده در سطح زمین دست یافت. این روش‌ها با ایجاد و احداث چاههای پیزومتری شروع گردید. اندازه‌گیری میزان تغییرات سطح آب در چاههای پیزومتری می‌تواند اطلاعاتی را از وضعیت فشرده‌گی لایه آبدار معرفی نموده، بیانگر احتمال ابتلا به نشست در سفره باشد. در این زمینه محققان ژئوفیزیک و ژئودتیک تحقیقات متعددی را به انجام رسانده‌اند (Anderson et al., 2007; Motagh et al., 2007; Racoles et al., 2003).

کشش‌سنج ابزار دیگری است که می‌توان از داده‌های ثبت شده توسط آن در طی زمان از جابه‌جایی‌های به وجود آمده در سطح زمین اطلاع یافت. این ابزار کاربردهای بسیار فرآوانی بخصوص در خاک‌های سست دارد. شروع استفاده از این دستگاه به دهه ۱۹۴۰ میلادی بر می‌گردد و در دهه‌های ۱۹۶۰ و ۱۹۷۰ با پیشرفت در علم و تکنولوژی مواد و در نتیجه بکارگیری آلیاژ‌های فلزی مختلفی همانند فولاد در ساختار کشش‌سنج توانستند به دقتهای بالاتری در اندازه‌گیری میزان کشش در رسوبات زمین نایل آیند. با در اختیار قرار گرفتن داده‌های اندازه‌گیری شده توسط این ابزار در سالیان متمادی، محققان توانستند در مدل‌سازی‌های ژئوتکنیکی و آشکارسازی تغییرات سطح زمین از آن بهره‌برداری نمایند (Lin, 1988a and b; Davis, 1987; Liao and Pan, 1991; Carnee et al., 1999; Carbogin et al., 2004; Hera et al., 2009).

با عملیاتی شدن ماهواره‌های تعیین موقعیت جهانی (GPS) و استفاده از آن در علوم زمینی، این فرصت به محققان داده شد تا بتوانند از قابلیت‌های این سیستم جهت پایش پیوسته تغییرات سطح زمین بهره گیرند. استفاده از این سیستم جهت آشکارسازی تغییرات سطح زمین به طور عمده از دهه ۱۹۹۰ میلادی شروع گردید و تا به امروز با سیستم‌های پیشرفته‌تر GPS یعنی سیستم‌های دو فرکانس (DGPS) ادامه یافته است. شبکه‌های مختلفی در نقاط مختلف جهان و به طور محدود در ایران تحت ناظر سازمان‌های نقشه‌برداری، علوم زمین و مدیریت بحران طراحی و پیاده‌سازی شده است. داده‌های سری زمانی حاصل از این مشاهدات این سیستم قabilیت آشکارسازی سه بعدی فرونشست را فراهم آورده است (Ge et al., 2004; Pavez et al., 2006; Gourman et al., 2007; Burgman et al., 2006; Balchi et al., 2009; Anzeidei et al., 2009).

نکته مهم در خصوص تمامی روش‌های مذکور، بهینه‌سازی در انتخاب مکان مناسب برای تعییه، تعداد نقاط و فرکانس اندازه‌گیری یا ثبت داده می‌باشد. بعلت هزینه بر بودن این روش‌ها جهت طراحی و نصب بهینه، بایستی اطلاع قبلی از رخداد عارضه در منطقه در دست داشت. زیرا طراحی غیر بهینه به غیر واقعی بودن نتایج حاصله منجر خواهد شد. همچنین دوره زمانی به منظور انجام اندازه‌گیری نیز عامل بسیار مهمی جهت تخمین میزان

جایه‌جایی است. بدین ترتیب که بازه‌های زمانی کم سبب رخداد خطا در حین پردازش می‌شود. از طرف مقابل، انتخاب بازه‌های طولانی سبب تخمین بیش از واقعیت عارضه رخداده می‌گردد.

۵-روش‌های مبتنی بر سنجش از دور راداری

از دهه ۱۹۶۰ میلادی با پیدایش رادارهای تصویرنگار و استفاده از آن در مطالعات سنجش از دور، انقلاب عظیمی در توانمندی‌ها و کاربردهای این رشتہ در زمینه علوم زمین پدید آمد. فناوری رادارهای تصویرنگار توانست کاربردهای بسیار زیادی از خود در علوم زمین و ستاره‌شناسی معرفی نماید.

سیستم‌های راداری با استفاده از خاصیت بازگشت امواج کار می‌کنند. به عبارتی دیگر یک موج را به زمین فرستاده و بعد از برخورد به سطح زمین تصویر تهیه می‌کنند. از این‌رو سیستم‌های راداری علاوه بر محاسبه ارتفاع، بعضی از آن‌ها می‌توانند از سطح زمین تصویر تهیه نمایند. این سیستم‌ها کاربردهای فراوانی در مطالعه و منابع مختلف زمینی دارند. سیستم‌های راداری با توجه به نوع آن‌ها از گوناگونی خاصی برخوردارند که در ادامه انواع آن‌ها ارائه می‌گردد :

❖ سیستم‌های ارتفاع‌سنج راداری؛

❖ سیستم‌های تصویربرداری راداری (RAR و SAR)؛

❖ سیستم‌های راداری؛ Interferometry

سیستم‌های ارتفاع سنج راداری سیستم‌هایی هستند که به واسطه آن‌ها و با داشتن موقعیت مکانی دقیق سنجنده، می‌توان ارتفاع هر نقطه از سطح زمین را با دقت مناسبی محاسبه نمود. این نوع سیستم‌های راداری برای تهیه مدل ارتفاعی رقومی زمین و همچنین شناخت یکسری از عوارض و شکستگی‌ها، می‌تواند برای پژوهشگران در مطالعات مختلف مثمر ثمر باشد.

سیستم‌های تصویربرداری راداری نیز جدای از نوع آن، علاوه بر اطلاعات تصویری از مناطق مختلف، ارتفاع را نیز

به همراه دارد. استفاده از این سیستم‌ها دارای مزایای زیر است:

- ❖ در هر موقعیت زمانی چه شب و چه روز کاربرد دارند؛
- ❖ در هر موقعیت جوی (ابری یا غیر ابری) کاربرد دارند؛
- ❖ با استفاده از امواج راداری می‌توان اطلاعات مربوط به شکل هندسی عوارض را استخراج نمود؛
- ❖ امواج راداری نسبت به رطوبت حساس بوده، از این رو می‌توان اطلاعات مناسبی را در این زمینه بدست آورده؛
- ❖ امواج راداری از محدوده وسیعی از طول موج‌ها برخوردار است.

در کنار مزایای یاد شده، سیستم‌های راداری دارای مشکلات و معایبی هستند که کاربرد آن‌ها در زمینه بعضی از مطالعات زمینی را محدود کرده است. از مشکلات عمده سیستم‌های رادار می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

- ❖ Speckle یا پس زمینه تصویر؛
- ❖ Shadowing ,Layover ,Forshortening که در مناطق با توپوگرافی پیچیده و همچنین دارای تغییرات ارتفاعی زیاد به چشم می‌خورد؛
- ❖ تغییرات شدید در شناسایی عوارض زمینی، که تا حد زیادی به توجیه شیئی نسبت به جهت دید سنجنده بستگی دارد.

اگر چه انواع مختلفی از تصاویر سنجنده‌های تصویر بردار فضایی در بازار موجود است، اما هنوز کمبودها و مشکلاتی در خصوص تهیه نقشه توسط سنجنده‌های تصویربردار موجود وجود دارد. بنابراین هنوز هم بسیاری از این تصاویر توسط محققین مختلف تحت بررسی هستند و به طور کامل برای نقشه‌برداری توسط آژانس‌های ملی یا شرکت‌های خصوصی به کار گرفته نمی‌شوند.

تصاویر راداری از رادارهای با روزنہ مجازی با دارا بودن قابلیت اندازه‌گیری طول بردار از سنجنده تا سطح زمین در اندازه‌گیری‌های مربوط به تهیه نقشه رقومی ارتفاعی به طور گستردگی مورد استفاده قرار می‌گیرند (Gabriel and Goldestien, 1988). تکنیک مورد استفاده در این روش به تکنیک تداخل سنجی راداری (InSAR) ملقب است. این تکنیک امکان تولید مدل‌های رقومی ارتفاعی زمین با دقت حداقلی ۵ متر را فراهم می‌آورد. تغییرات وسیع و بزرگ دامنه به وجود آمده در سطح زمین در طی عبورهای متفاوت ماهواره در زمان‌های مختلف می‌تواند با دقت نسبتاً قابل قبولی در این روش آشکارسازی گردد. در ادامه توضیحات مبسوطی در خصوص این تکنیک ارائه خواهد شد.

۶- تداخل سنجی راداری^(۱)

تداخل سنجی تفاضلی راداری به اندازه‌گیری یکسری پارامترها از قبیل توپوگرافی، تغییرات و جابه‌جایی در سطح زمین و از تداخل فازی دو یا چند تصویر راداری به روزنہ مجازی که از یک منطقه یکسان اخذ شده‌اند اطلاق می‌گردد. تصویر راداری با روزنہ مجازی خود متتشکل از دامنه و فاز موج برگشتی از سیگنال ارسالی رادار می‌باشد. طبق تحقیقات و مشاهدات انجام شده، فاز ثبت شده در موج حاوی اطلاعات و خصوصیات بهتری نسبت به دامنه موج در تصاویر راداری است (Ghiglia and Pritt, 1998). اطلاعات این فاز ثبت شده به نوبه خود حاوی

سه جزء مهم به شرح زیر است:

❖ مسافت طی شده موج رادار (سنجدنده → هدف → سنجدنده) به نسبت طول موج سیستم رادار

(سانتی‌متر به نسبت صدها کیلومتر)؛

❖ برخورد و عکس‌العمل بین موج ارسالی و عوارض زمینی؛

❖ جابه‌جایی حاصل از پردازش سیستم رادار در کانونی کردن تصویر.

¹ Interferometric Synthetic Aperture Radar

بنابراین فاز حاصل از یک تصویر به تنها یی برای اهداف اندازه‌گیری جابه‌جایی‌های عمودی و افقی غیر قابل استفاده است (Rocca et al., 1997). در مقابل اگر دو تصویر راداری با اختلاف زاویه‌ای اندک اخذ گردند، می‌توان از اختلاف فاز آن‌ها جهت تولید مدل‌های رقومی ارتفاعی به صورت موثر استفاده کرد. این‌طور به نظر می‌رسد که تکنیک تداخل سنجی راداری در ابتدا توسط Rodgers and Ingalls در سال ۱۹۶۹ بکار گرفته شده است، در حالی که این تکنیک برای مطالعه سیاره زهره توسط رادارهای داپلر مورد استفاده قرار گرفته است. با این حال استفاده زمینی این تکنیک برای نخستین بار توسط Graham در سال ۱۹۷۴ و سپس Zebker and Goldstein در سال ۱۹۸۶ و بعدها توسط Li and Goldstein در سال ۱۹۹۰ توسعه یافت.

در تداخل سنجی راداری، فاز حاصل از دو تصویر اخذ شده از یک منطقه معین جهت تولید تداخل نگار با هم تداخل داده می‌شود. هر حاشیه مشاهده شده در تداخل نگار حاصل به اختلاف فازی به میزان 2π مربوط است. در حقیقت تداخل نگار حاصل ضرب مختلط دو تصویر راداری است. این دو تصویر می‌توانند توسط یک سکوی فضایی یا هوایی که دارای دو آنتن با فاصله معین (خط مینا) می‌باشند اخذ گردند. به این روش، تداخل سنجی با عبور منفرد اطلاق می‌گردد. از سوی دیگر اگر دو تصویر با فواصل زمانی مختلف و از یک سکوی مشابه اخذ گردند به آن روش تداخل سنجی با عبور مکرر گفته می‌شود. همچنین شایان ذکر است که دو تصویر راداری اخذ شده توسط دو سکوی مختلف با فاصله زمانی معین (مانند ERS-1 و ERS-2) می‌توانند جهت تولید تداخل نگار مورد استفاده قرار گیرد (Borgeaud and Wegmuller, 1996).

۶-۱- ماهواره‌های راداری برای تداخل سنجی

ماهواره‌های راداری مورد استفاده در تداخل سنجی را می‌توان از لحاظ نوع تکنیک مورد استفاده از آن‌ها در تداخل سنجی به دو نوع عبور منفرد و عبور مکرر تقسیم نمود. اکثر ماهواره‌های موجود در زمینه تداخل سنجی راداری از نوع عبور مکرر می‌باشند و از جمله آن‌ها می‌توان به ماهواره‌های راداری از قبیل ALOS- PALSAR، CosmoSKYMED و ERS-2، ERS-1، JERS-1، RADARSAT 1 & 2، ENVISAT اشاره نمود. در عبور

منفرد نیز مشهورترین سیستم بکار گرفته شاتل SRTM^۱ است و توسط ایالات متحده (ناسا) با مأموریت ۱۱ روز در سال ۲۰۰۰ به فضا ارسال شد (Massonnet and Souyris., 2008). از سیستم‌های راداری نیز می‌توان به ماهواره TerraSAR-X که به صورت دوکلو در مدار قرار دارد اشاره نمود.

۶-۲- ساختار داده تداخل سنجی راداری با روزنہ مجازی (SAR)

در مقابل داده استاندارد که تنها مقادیر دامنه موج برای هر پیکسل در دسترس می‌باشد، داده‌های مورد استفاده جهت تداخل سنجی به صورت ترکیب مختلط (به عنوان مثال SLC^۲) عرضه می‌گردد. این داده می‌تواند جهت استخراج دامنه و فاز مورد استفاده قرار گیرد. هر پیکسل در ترکیب SLC می‌تواند به صورت مختلط $a+ib$ به صورت زیر بیان گردد:

$$\tan \frac{b}{a} = \sqrt{a^2 + b^2}$$

برای هر پیکسل در قالب مقادیر اعشاری برای پارامترهای a و b در مجموع به صورت ۸ بیت (هر کدام ۴ بیت) و در قالب عدد صحیح ۴ بیت (هر یک ۲ بیت) به خود اختصاص می‌دهند. در قالب استاندارد هر پیکسل حاوی یک بیت برای یک داده چند منظر^۳ می‌باشد. این ساختار بیانگر پیچیدگی خاصی است که داده‌های تداخل سنجی به نسبت داده‌های استاندارد دارا هستند (Massonnet and Souyris., 2008).

۶-۳- بیان ریاضی تداخل سنجی راداری

برای بیان ریاضی مفهوم تداخل سنجی راداری، یک تصویر ماهواره‌ای راداری را به صورت (x, y) در نظر می‌گیریم که در آن مؤلفه x در جهت حرکت سکو (Azimuth) و مؤلفه y در راستای روشنایی یا برد راداری (Range) تعریف می‌گردد. ارتفاع یک نقطه بر روی سطح زمین از یک سطح مرجع در یک سیستم مختصات

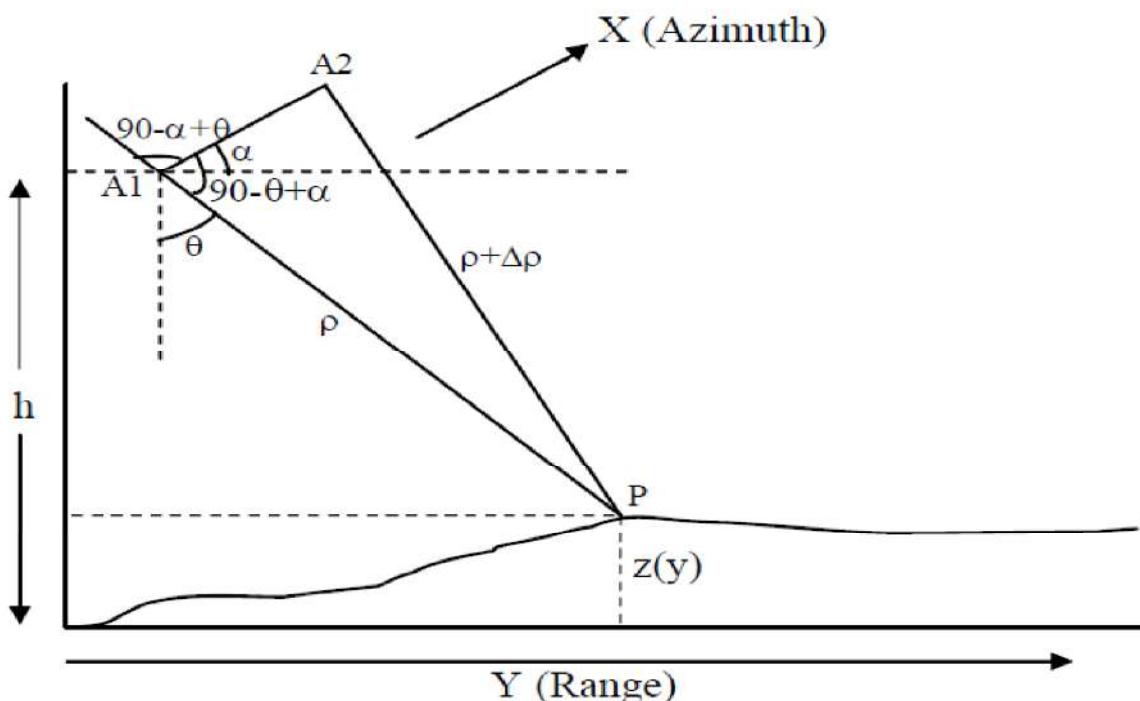
¹ Shuttle Radar Topographic Mission

² Single Look Complex

³ Multi Look

مشخص را به صورت Z نشان می‌دهیم. با این تفاسیر می‌توان مفهوم تداخل سنجی را به صورت شکل ۱ نشان

داد:



شکل ۱ بیانی ساده از تداخل سنجی راداری. A1 و A2 مربوط به موقعیت دو آنتن می‌باشد که به یک منطقه یکسان نظره دارند.

در شکل ۱ هندسه تداخل سنجی راداری نشان داده شده است. A1 و A2 نیز بیانگر موقعیت دو آنتن است که به یک منطقه ثابت و یکسان در یک زمان نظره دارند. همچنین A1 و A2 می‌تواند دو نگاه یک آنتن باشد که در دو عبور مختلف به همان منطقه نظره می‌کنند.

بر این اساس، ارتفاع نقطه P واقع در سطح زمین ($Z(y)$) می‌باشد و می‌توان آن را به صورت رابطه ۱ تعریف کرد:

$$Z(y) = h - \rho \cdot \cos\theta \quad \text{رابطه ۱}$$

در رابطه ۱ h بیان کننده ارتفاع سکو یا ماهواره، θ بیان کننده زاویه نگاه رادار و ρ نیز نشان دهنده برد مایل راداری مربوط به آنتن $A1$ می‌باشد. بر این اساس در شکل ۱ زاویه $A2A1P$ از مثلث $\Delta A1PA2$ را در نظر گرفته و خواهیم داشت:

$$\cos(90 - \theta + \alpha) = \frac{B^2 + \rho^2 - (\rho + \delta\rho)^2}{2\beta\rho} \quad \text{رابطه ۲}$$

عبارت است از اختلاف برد مایل آنتن $A1$ و $A2$ فاصله مبنا یا فاصله مستقیم بین دو آنتن، α زاویه بین خط مبنا و خط افق و ρ برد مایل آنتن $A1$ می‌باشد. لذا با توجه به شکل ۱ خواهیم داشت:

$$2B \cdot \rho \cdot \cos(90 - \theta + \alpha) = B^2 + \rho^2 - (\rho + \delta\rho)^2 \quad \text{رابطه ۳}$$

$$2B \cdot \rho \cdot \cos(90 + (\alpha - \theta)) = B^2 + \rho^2 - \rho^2 - 2\rho * \delta\rho - \delta\rho^2$$

$$-2B \cdot \rho \cdot \sin(\alpha - \theta) = B^2 - 2\rho * \delta\rho - \delta\rho^2$$

$$\rho(2\delta\rho - 2B \sin(\alpha - \theta)) = B^2 - \delta\rho^2$$

$$\rho = \frac{B^2 - \delta\rho^2}{2(\delta\rho - B \sin(\alpha - \theta))}$$

با جایگذاری ρ در رابطه ۲ ارتفاع نقطه P از رابطه زیر حاصل می‌گردد:

$$Z(y) = h - \frac{B^2 - \delta\rho^2}{2(\delta\rho - B \sin(\alpha - \theta))} \cdot \cos \theta \quad \text{رابطه ۴}$$

مقدار اندازه‌گیری شده برابر اختلاف فاز ($\Phi\Delta$) دو آنتن است و خود با اختلاف فاصله برابر $\rho\delta$ در حالت عبور منفرد و $2\rho\delta$ در حالت عبور مکرر و همچنین متناسب است با $2\pi/\lambda$

بنابراین برای تداخل سنجی با عبور منفرد خواهیم داشت:

$$\Delta\phi = \frac{2\pi}{\lambda} * 2\delta\rho = \frac{4\pi}{\lambda} * \delta\rho \quad \text{رابطه ۵}$$

$$\rho\delta = \frac{\lambda\Delta\Phi}{4\pi}$$

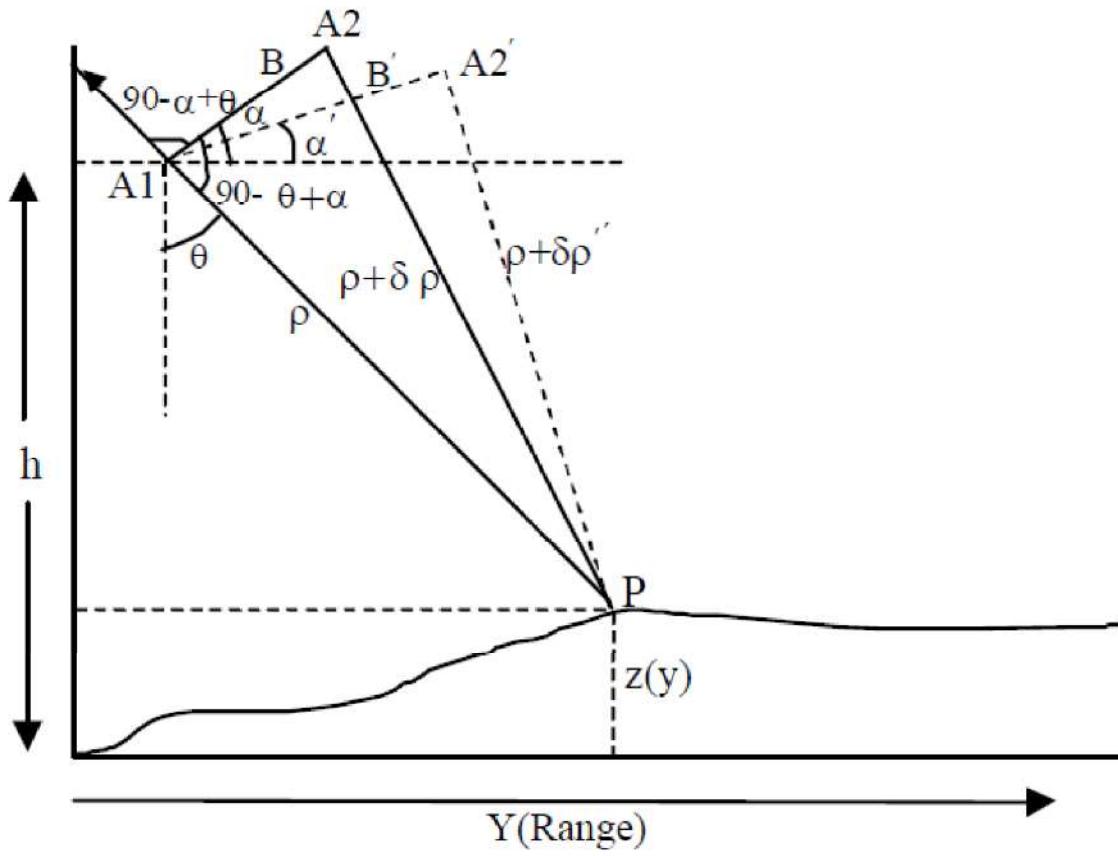
با جایگذاری اختلاف فاز $\Delta\Phi$ بدست آمده از رابطه ۵ با مقدار $\rho\delta$ در رابطه ۴ می‌توان نوشت:

$$Z(y) = h - \frac{B^2 - (\lambda\Delta\Phi)^2}{2(\lambda\Delta\Phi - B \sin(\alpha - \theta))} \cdot \cos\theta \quad \text{رابطه ۶}$$

۶-۴- تداخل سنجی تفاضلی راداری (D-InSAR^۱)

در این حالت فرض می‌گردد که آنتن راداری در حالت عبور اول و دوم به ترتیب در موقعیت‌های $A1$ و $A2$ و با فاصله مرجع B که با سطح افق زاویه α را می‌سازد منطقه یکسانی را نظاره می‌کنند. این مسئله در شکل ۲ به صورت شماتیک نشان داده شده است. در این شکل $A\hat{2}$ بیانگر موقعیت آنتن در حالت عبور سوم با فاصله مرجع \hat{B} با موقعیت $A1$ و همچنین $\hat{\alpha}$ نسبت به سطح افق است. فرض بر این است که مقدار جابه‌جایی سطح در نقطه P در فاصله زمانی بین عبور دوم و سوم حادث گردیده است. با بهره‌گیری از روش D-InSAR می‌توان این مقدار جابه‌جایی را محاسبه نمود.

¹ Differential SAR Interferometry



شکل ۲ هندسه تداخل سنجی تفاضلی راداری

در شکل ۲ برای دو عبور ۱ و ۲ می‌توان نوشت:

$$\Phi = \frac{4\pi}{\lambda} * \delta\rho \quad \text{رابطه ۷}$$

در رابطه ۷، $\delta\rho$ تفاضل برد مایل در حالت عبور اول و دوم است.

با در نظر گرفتن زاویه $A1PA2$ و رابطه کسینوسی که پیشتر بحث گردید، خواهیم داشت:

$$\cos(90 - \theta + \alpha) = \frac{B^2 + \rho^2 - (\rho + \sigma\rho)^2}{2\beta\rho}$$

یا

$$2\beta \cdot \rho \cdot \cos(90 - \theta + \alpha) = B^2 + \rho^2 - (\rho + \sigma\rho)^2 \quad \text{رابطه ۷}$$

و یا

$$2\beta \cdot \rho \cdot \sin(\alpha - \theta) = B^2 - 2\rho * \delta\rho - \delta\rho^2 \quad \text{رابطه ۸}$$

با چشم‌پوشی از مقدار بسیار کوچک $\delta\rho^2$ و بازنویسی رابطه فوق خواهیم داشت:

$$2\rho * \delta\rho = 2B \cdot \rho \cdot \sin(\theta - \alpha) + B^2 \quad \text{رابطه ۹}$$

یا

$$\delta\rho \approx B \cdot \sin(\theta - \alpha) + \frac{B^2}{2\rho} \quad \text{رابطه ۱۰}$$

با فرض موازی بودن شعاع‌های نوری در حالت استفاده از سکوهای فضایی از قسمت راست رابطه فوق صرف نظر نموده و این چنین بیان نمود:

$$\delta\rho \approx B \cdot \sin(\theta - \alpha) \approx B \parallel \quad \text{رابطه ۱۱}$$

$B \parallel$ مؤلفه‌ای از خط مبنایست که موازی با جهت نظاره راداری است. با جایگذاری مقدار بدست آمده برای $\delta\rho$ از رابطه ۹ در رابطه ۷ خواهیم داشت:

$$\Phi = \frac{4\pi}{\lambda} * B \sin(\theta - \alpha) = \frac{4\pi}{\lambda} * B \| \quad \text{رابطه ۱۰}$$

به همین ترتیب برای عبورهای ۱ و ۳ نیز اختلاف فاز به صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$\sin(\theta - \alpha) = \frac{4\pi}{\lambda} * \tilde{B} \quad \|\phi = \frac{4\pi}{\lambda} * \tilde{B} \quad \text{رابطه ۱۱}$$

|| مولفه‌ای از خط مبنای \tilde{B} بصورتی که موازی با جهت نظاره رادار باشد است.

با تقسیم رابطه ۱۰ بر ۱۱ خواهیم داشت:

$$\frac{\Phi}{\phi} = \frac{B \|}{\tilde{B} \|} \quad \text{رابطه ۱۲}$$

از آنجا که طول موج سیستم‌های راداری همواره ثابت است، رابطه ۱۲ نیز مستقل از توپوگرافی می‌باشد. لذا همواره فرض بر این است که مقدار جابه‌جایی (در اثر زلزله، زمین لغزش، فرونشست زمین و یا فعالیت‌های آتش‌شانی) مابین عبور دوم و سوم در یک شرایط مرتبط ایجاد شده است.

متعاقب آن علاوه بر اثر توپوگرافی، عامل دیگری نیز در اختلاف فاز حاصل در این فاصله زمانی دخالت داشته است. یعنی $\Delta\rho$ در امتداد نظاره راداری.

بنابراین اختلاف فاز بین عبور اول و سوم می‌تواند به صورت زیر تصحیح گردد:

$$\phi = \frac{4\pi}{\lambda} * (\tilde{B} \| + \Delta\rho) \quad \text{رابطه ۱۳}$$

جابه‌جایی سطح در جهت نظاره راداری $\Delta\rho$ بر مقدار فاز مربوط به توپوگرافی $\|\tilde{B}\|$ اضافه می‌کند.

قبل از جداسازی فاز دو تداخل نگار حاصل از عبورهای ۱:۲ و همچنین ۳:۱، نرمال سازی فاز تداخل یافته به نسبت خط مبنای آن‌ها ضروری می‌باشد. حال، اختلاف فاز مربوط به جابه‌جایی سطح زمین می‌تواند توسط رابطه زیر محاسبه گردد:

$$\Delta\Phi = \phi - \frac{\dot{B}||}{B||} * \Phi \quad \text{رابطه ۱۴}$$

$$\Delta\Phi = \frac{4\pi}{\lambda} * (\dot{B}|| + \Delta\rho) - \frac{\dot{B}||}{B||} * \frac{4\pi}{\lambda} * B|| \quad \text{رابطه ۱۵}$$

$$\Delta\Phi = \frac{4\pi}{\lambda} * \Delta\rho \quad \text{رابطه ۱۵}$$

بنابراین مؤلفه مربوط به جابه‌جایی سطح می‌تواند در جهت برد راداری محاسبه گردد.

۷-مراحل عملی تداخل سنجی راداری

انتخاب داده به منظور تداخل سنجی اولین و یکی از مهم‌ترین مرحله در تداخل سنجی راداری به حساب می‌آید. البته اصل بسیار مهم و اساسی در این راستا که باید مد نظر داشت، انتخاب داده‌ها با توجه به نوع کاربرد آن‌ها است.

۱-۱-انتخاب داده

جهت انتخاب بهترین تصاویر راداری به منظور انجام تداخل سنجی و همچنین بر مبنای نوع کاربرد فاکتورهای ذیل باید همواره مد نظر قرار گیرد.

❖ خط مبنا^۱

خط مبنا یکی از مهم‌ترین ضوابطی است که بایستی در انتخاب داده‌های راداری در نظر گرفته شود. خط مبنا در

دو مورد مکانی و زمانی تعریف می‌گردد:

✓ **خط مبنای مکانی^۲:** در تداخل سنجی با عبور مکرر، خط مبنای مکانی از یک موقعیت تا موقعیت

دیگر و همچنین در عبورهای دیگر از یکدیگر متفاوت است. به عنوان مثال خط مبنای پیشنهادی برای

زوج تصاویر انتخابی از ماهواره‌های ERS و ENVISAT از ۵۰ متر می‌تواند برای استخراج

توپوگرافی و تغییرات سطح زمین مورد استفاده قرار داد. اما در مورد اندازه‌گیری جابه‌جایی سطح زمین

تا حد امکان این فاصله باید به صفر نزدیک شود (کمتر از ۵ متر). خط مبنای مکانی برای داده‌های یک

زوج تصویر راداری نیازی به اصلاح تغییرات و اثرات توپوگرافی ندارد.

✓ **خط مبنای زمانی^۳:** در مورد بعضی کاربردهای خاص (همانند اندازه‌گیری توپوگرافی، مطالعات

سطح اقیانوس‌ها) فاصله زمانی بین دو تصویر مورد استفاده یعنی خط مبنای زمانی بین آن دو اغلب

موجب از دست رفتن همبستگی بین دو تصویر می‌شود. این پدیده به از دست رفتن همبستگی زمانی^۴

معروف است. در برخی موارد، فاصله زمانی حتی چند ثانیه نیز می‌تواند منجر به از دست رفتن

همبستگی در تصاویر راداری شود. نمونه این‌گونه موارد را می‌توان در سطح اقیانوس‌ها مشاهده کرد که

در آن‌ها به همین دلیل اختلاف فاز تولید شده کاملاً به نویز تبدیل می‌گردد. همچنین تغییرات مختلف

سطح زمین از قبیل تغییرات در شکل یا ثابت دی الکترونیک به واسطه عواملی همانند یخ‌بندان، ذوب

شدن یخ‌ها، جابه‌جایی و حرکت پوشش‌های گیاهی، بارندگی، برداشت محصول و دیگر فعالیت‌های

¹ Baseline

² Spatial Baseline

³ Temporal Baseline

⁴ Temporal Decorrelation

انسانی به صورت جدی بر کیفیت تداخل نگار حاصله تأثیرگذار خواهد بود. با این وجود، خط مبنای زمانی برای برخی کاربردها از قبیل پایش پدیده‌های دینامیک لازم و مفید به نظر می‌رسد. در این مورد اختلاف فاز حاصل شده از دو تصویر به صورتی که تصویر اول قبل از رخداد پدیده و تصویر دوم بعد از رخداد آن مبنای اندازه‌گیری تغییرات به شمار می‌آید.

❖ تأثیرات اتمسفری

تأثیرات اتمسفر از قبیل وجود ابر، گرد و غبار و به خصوص اثرات تفاضلی آن‌ها بر روی دو تصویر راداری در برخی موارد می‌توانند تأثیرات مخبری بر زوج تصویر مورد استفاده وارد نمایند. تأثیرات اتمسفر موضوعات گسترده مربوط به خود را داراست و در اینجا مورد بحث قرار نمی‌گیرد.

❖ انحرافات مداری

در تداخل سنجی راداری با عبور مکرر، شرایط مداری ماهواره در هنگام برداشت داده باید مشابه بوده و اصلاحات لازم ضروری است با استفاده از پارامترهای مداری در دسترس که از سوی سازمان هدایت کننده ماهواره ارائه می‌گردد انجام گیرد.

در تفاضل سنجی تفاضلی، دو زوج تصویر راداری مورد نیاز است. بدین ترتیب که اولی جهت استخراج فاز توپوگرافی و دیگری جهت آشکارسازی پدیده دینامیکی که مورد به حق قرار می‌گیرد. در این حالت یکی از تصاویر مورد استفاده در زوج تصویر اول می‌تواند در زوج تصویر دوم نیز مورد استفاده قرار گیرد و به تصویر اصلی^۱ ملقب گردد. برای زوج تصویر اول مورد استفاده، خط مبنای مکانی می‌تواند از ۵۰ الی ۳۰۰ متر و خط مبنای زمانی در حالت ایده‌آل به صفر باید نزدیک باشد. در زوج تصویر دوم، اگر خط مبنای مکانی به صفر برسد،

¹ Master Image

جابه‌جایی سطح به تنها بی می‌تواند بدون کمک گرفتن از زوج تصویر اول تخمین گردد. بدین دلیل که در این حالت هیچ اثری از عامل توپوگرافی در فاز تداخل نگار حاصل مطرح نمی‌باشد.

۲-۷- پردازش داده‌های راداری

دو مرحله اصلی از پردازش داده‌های SLC تا تولید تداخل نگار را می‌توان به شرح زیر معرفی کرد:

- ❖ تولید دو تداخل نگار با بهره‌گیری از دو زوج تصویر (در این حالت ممکن است تصویر تعریف شده به عنوان تصویر اصلی در هر زوج مشترک باشد);
- ❖ استخراج مؤلفه فاز برای جابه‌جایی سطح از تفاضل تداخل نگار دوم از مدل رقومی ارتفاعی حاصل از تداخل نگار اول.

در ادامه در خصوص هر کدام از مراحل فوق توضیحات مبسوطی ارائه می‌گردد.

۲-۱- تولید تداخل نگار از دو تصویر SLC

برای تولید تداخل نگار، دو تصویر SLC بایستی نسبت به همدیگر و با دقت بسیار زیادی در هر دو مؤلفه‌های فاز و دامنه ثابت با هم مرجع گرددند¹ (Rao and Rao, 1999). ثبات دو تصویر باید با دقتی در حدود $1/100$ اندازه پیکسل انجام گیرد. روش‌های مختلفی برای این کار مورد استفاده قرار می‌گیرد که برخی از رایج‌ترین آن‌ها عبارتند از:

- ❖ همبستگی تقاطعی² مقادیر دامنه برای پیکسل‌ها؛
- ❖ مقدار بیشینه برای وابستگی (Prati et al., 1994)؛
- ❖ مقدار ماکریم سیگنال به نویز (SNR) در طیف حاشیه (Gabriel and Goldstein, 1988)؛

¹ Register

² Cross Correlation

❖ کمینه سازی تغییرات میانگین در تغییرات تفاضلی فازی (Lin et al., 1992).

در ادامه پس از همخوانی دو تصویر، فاز حاصل از دو تصویر SLC نسبت به همدیگر تفاضل یافته و در نتیجه تداخل نگار تولید می‌گردد. این تفاضل فازی با ضرب مختلط^۱ دو تصویر حاصل می‌گردد.

۲-۲-۷- تولید مدل رقومی ارتفاعی (DEM^۲)

تولید مدل‌های رقومی ارتفاعی شامل چهار مرحله مختلف است. این مراحل شامل تعدیل اثرات توپوگرافی، بازسازی فاز، تعیین فاز مطلق و در نهایت تبدیل فاز به ارتفاع است. در ادامه در خصوص هر کدام از این مراحل توضیحات مختصری ارائه می‌گردد.

۲-۲-۷-۱- تعدیل اثرات توپوگرافی

برای تولید مدل‌های رقومی ارتفاعی آنچه مطلوب می‌نماید استخراج فازهایی است که از تغییرات توپوگرافی حاصل می‌شود. جهت استخراج این پستی و بلندی‌ها لازم است تا فازهای مربوطه از یک فاز ثابت که مربوط به مدل ایده‌آل زمین مرتبط است، کسر گردد. بدین منظور می‌توان از شبیه‌سازی یک تداخل نگار با دارا بودن مقادیر فازی مربوط به یک سطح ایده‌آل و صاف زمین بهره گرفت. با تفاضل این تداخل نگار شبیه‌سازی شده از تداخل نگار حاصل از زوج تصویر این اثر تعدیل می‌یابد.

هندسه تداخل سنجی مورد استفاده در این روش به قرار زیر بیان می‌گردد:

$$\Phi = \frac{\left(\frac{4\pi}{\lambda}\right) * (\rho * B)}{|\rho|} \quad \text{رابطه ۱۶}$$

مؤلفه موازی با آزمیوت خط مبنا نیز در برخی از موارد می‌تواند موجب تغییرات فازی در جهت آزمیوت گردد.

^۱ Complex Conjugate

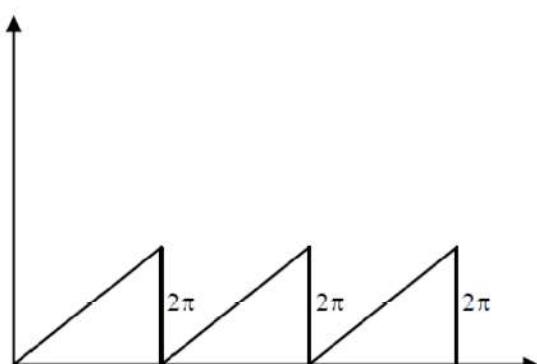
^۲ Digital Elevation Model

۷-۲-۲-۱- اصلاح فاز^۱

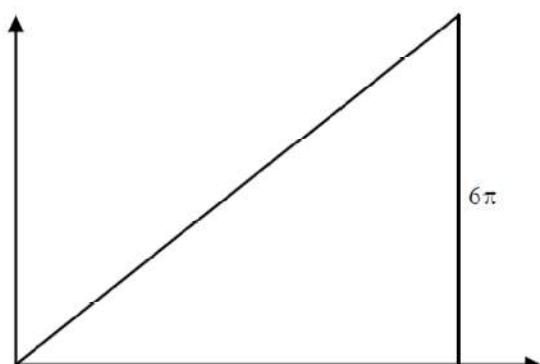
با افزایش ارتفاع عوارض، اختلاف فاز نیز به طبع آن افزایش می‌یابد. از آنجا که تغییرات فاز تناوبی تابعی از مقدار 2π است، به صورت خودکار با افزایش تفاضل‌ها از این مقدار به 2π محدود می‌گردند. در نتیجه فاز حاصل از تداخل سنجی بایستی به کمک تکنیک‌های خاص به منظور رفع پیچیدگی و عبور از مقادیر 2π مجددًا اصلاح گردد. روند کلی و بیان ساده از این مسئله می‌تواند به صورت زیر بیان گردد:

$$\varphi_{up} = \Phi_{wp} + 2\pi * n \quad \text{رابطه ۱۷}$$

در رابطه فوق φ_{up} فاز اصلاح شده، Φ_{wp} فاز پیچیده و n یک مقدار صحیح و مثبت است. جزئیات مربوط به روش‌های مختلف در اصلاح مقادیر فاز در مطالعه Ghiglia and Pritt (1998) به خوبی بیان گردیده است.



A. Wrapped phase



B. Unwrapped actual phase

شکل ۳ مفهوم فاز بسته شده و باز شده به ترتیب در نمودارهای A و B

¹ Phase Unwrapping

۷-۲-۳- تعیین مقدار فاز مطلق

بعد از اصلاح نمودن فاز، باید تعداد ضرایب از 2π برای افروden به مقدار فاز حاصل، تعیین و مقدار فاز مطلق محاسبه می‌گردد. این مرحله به کالیبره کردن فاز نیز معروف است. مقدار مطلق فاز در هر نقطه می‌تواند به صورت زیر بیان گردد:

$$\Phi_{abs} = \Phi_{up} + \Phi_{offset} \quad ۱۸$$

یک روش ساده جهت تعیین Φ_{offset} ، پیدا نمودن نقطه‌ای در روی تداخل نگار به صورتی که اطلاعات مربوط به موقعیت و ارتفاع آن معلوم باشد. با استفاده از این اطلاعات، مقدار عدد صحیح مربوط به تعداد سیکل‌های فازی برای کل تداخل نگار محاسبه می‌گردد. این مقدار می‌تواند به صورت مستقیم از روی داده بدون داشتن اطلاع قبلی از سطح مورد بررسی و تنها با یکسری الگوریتم‌های خودکار تعیین گردد. الگوریتم‌های متنوعی در این باره مورد استفاده قرار گرفته است (Madsen, 1995).

۷-۲-۴- تبدیل فاز به ارتفاع

تبدیل فاز مطلق حاصله به ارتفاع می‌تواند با مدل‌های زیر صورت گیرد:

- ❖ مدل نرمال خط مبنا؛
- ❖ مدل مجتمع زاویه برخورده؛
- ❖ مدل چرخش خط مبنا.

در روش خط مبنای نرمال، تغییرات در ارتفاع (Δh) واقع در هر نقطه ناشی از تغییرات فاز ($\Delta\Phi$) می‌تواند به صورت زیر بیان گردد:

رابطه ۱۹

$$\Delta h = \frac{\lambda \cdot \rho \cdot \sin(\theta)}{4\pi \cdot B_{\perp}} * \Delta \Phi$$

ρ برد مایل راداری در تصویر اول، B_{\perp} مؤلفه عمودی خط مبنا بر جهت نظاره رادار، λ طول موج رادار و θ زاویه برخورد می‌باشد.

همچنین در این مورد، تغییر در ارتفاع (Δh) بین دو نقطه مجاور در روی زمین برای اختلاف فاز معادل 2π رادیان ($\Delta \Phi$) به ابهام ارتفاعی^۱ ملقب است.

۷-۲-۵-۲-۱- استخراج مؤلفه فاز مربوط به جابه‌جایی سطح با استفاده از روش D-InSAR

همان‌طور که پیش‌تر نیز عنوان گردید، اختلاف فاز ناشی از جابه‌جایی سطح می‌تواند بعد از نرمال‌سازی مقادیر فاز تداخل نگار دوم به نسبت خط مرجع تداخل نگار اول محاسبه گردد:

رابطه ۲۰

$$\Delta \Phi = \dot{\Phi} - (B || / B ||) * \Phi$$

به همان صورت جابه‌جایی سطح در جهت نظاره راداری ($\rho \Delta$) نیز می‌تواند با استفاده از رابطه زیر محاسبه گردد:

رابطه ۲۱

$$\Delta \Phi = \frac{4\pi}{\lambda} * \Delta \rho$$

۸- تعریف فرونشست

طبق تعریف ارائه شده توسط یونسکو (UNESCO) این پدیده عبارت است از فرو ریزش یا نشست سطح زمین که به دلایل متفاوتی در مقیاس بزرگ رخ می‌دهد. به طور معمول این اصطلاح به حرکات قائم رو به پایین سطح

¹ Altitude of Ambiguity

زمین که می‌تواند با بردار افقی نیز همراه باشد گفته می‌شود. پدیده یاد شده، زمین لغزش‌ها^۱ را به دلیل اینکه حرکت آن‌ها دارای بردار افقی قابل توجه است و همچنین نشست^۲ در خاک‌های دست ساز را شامل نمی‌شود (Poland, 1984).

بر اساس تعریفی که توسط انسویتو زمین‌شناسی آمریکا ارائه شده است، پدیده فرونشست زمین شامل فرو ریزش یا نشست رو به پایین سطح زمین است که جایه‌جایی افقی کمی داشته باشد. حرکت از نظر شدت، وسعت و دامنه منطقه درگیر محدود نمی‌باشد. فرونشست می‌تواند در اثر پدیده‌های طبیعی زمین شناختی مانند انحلال، آب شدن یخ‌ها و یا فعالیت‌های انسانی نظیر معدن کاری، برداشت آب‌های زیر زمینی و یا نفت و گاز ایجاد می‌گردد (USGS).

۱-۸- عوامل ایجاد فرونشست

فرونشست زمین به توسط تنی چند از محققین مختلف طبقه‌بندی گردیده است. به طور مثال پروکوویچ پدیده فرونشست زمین را از نظر تکتونیکی طبقه‌بندی کرده است. در این طبقه‌بندی، تمام انواع فرونشست به دو گروه تقسیم می‌شوند: فرونشست ناشی از عوامل درونی (که ریشه در فرآیندهای داخل زمین دارند) و فرونشست ناشی از عوامل بیرونی (که نهایتاً بر سطح زمین تأثیر می‌گذارند). به عبارت ساده‌تر، فرونشست زمین به دو صورت مختلف می‌تواند اتفاق افتد:

❖ فرونشست ناشی از عوامل طبیعی: همانند آتش‌فشان، ریزش زمین در محل سنگ‌های انحلال‌پذیر،

گسل‌ها، رانش‌های قاره‌ای و چین خوردگی‌ها.

❖ فعالیت‌های انسانی: همانند استخراج از معادن، استخراج آب‌های زیر زمینی و نفت و گاز و ساخت و ساز.

¹ Landslide

² Settlement

بر طبق بررسی‌های انجام شده در مناطق مختلف دنیا، استخراج آب‌های زیرزمینی و کارستی شدن سنگ‌های انحلال پذیر به عنوان دو عامل اصلی در ایجاد فرونشست گزارش گردیده است. در خصوص مورد اول باید عنوان کرد که عوامل بسیاری از نظر کیفی و کمی در فرونشست زمین در اثر آب‌های زیرزمینی موثر است. تخلخل مصالح تشکیل دهنده لایه‌های خاک، تراکم، نوع، جنس و ترکیب لایه‌ها، نحوه پمپاژ آب، ساختار زمین‌شناسی منطقه، هدایت هیدرولیکی لایه‌های آبدار، بارندگی، دما و ... همگی از عوامل موثر در فرونشست زمین به شمار می‌آید.

فرونشست در اثر برداشت آب‌های زیرزمینی به طور معمول در دو محیط و ساز و کار مختلف امکان‌پذیر است:

الف- سنگ‌های انحلال‌پذیر (همانند سنگ آهک، دولومیت، گچ و نمک) که توسط نهشته‌های تحکیم نیافته مدفون شده‌اند، یا فرو چاله‌های کهنه پر شده با نهشته‌های تحکیم نیافته که فشار هیدرواستاتیکی رو به بالای آب زیرزمینی در نگهداری آن‌ها موثر است.

ب- نهشته‌های جوان تحکیم نیافته و رسوبات آواری نیمه تحکیم یافته با تخلخل بالا که در زیر نهشته‌های آبرفتی، دریاچه‌ای و یا نهشته‌های دریایی کم عمق واقع شده‌اند. به طور معمول چنین محیط‌هایی شامل آبخوان‌های بسته یا نیمه بسته ماسه‌ای یا شنی (با تراوایی بالا و تراکم پذیری پایین) همراه با میان لایه‌های رسی (با تراوایی قائم کم و تراکم پذیری بالا) است که تحت تنש‌های بکر^۱ می‌باشند.

۲-۸- ارتباط بین افت سطح آب زیرزمینی و افت سطح زمین

افت سطح آب زیرزمینی منجر به افت سطح زمین و پدیده فرونشست می‌شود. در مباحث تئوری که در این بخش عنوان می‌گردد، از گرادیان‌های استرین و استرس افقی صرف‌نظر می‌شود. ارتباط بین فشرده شدن و

¹ Virgin Stress

تغییرات سطح هیدرولیکی آبخوان بر اساس اصل ترزاقی در رابطه با استرس موثر به صورت زیر می‌باشد (Barry

:et al., 1989

$$\dot{\sigma}_{zz} = \sigma_{zz} - p \quad ۲۲$$

در رابطه فوق، $\dot{\sigma}_{zz}$ مؤلفه استرس موثر در راستای قائم و σ_{zz} برابر با استرس کل در راستای قائم و p فشار سیال است. رابطه بالا را چنانچه بر حسب سطح هیدرولیکی آبخوان بیان نماییم، سطح هیدرولیکی کل برابر خواهد بود با:

$$h = \frac{p}{\rho_w g} + h_e \quad ۲۳$$

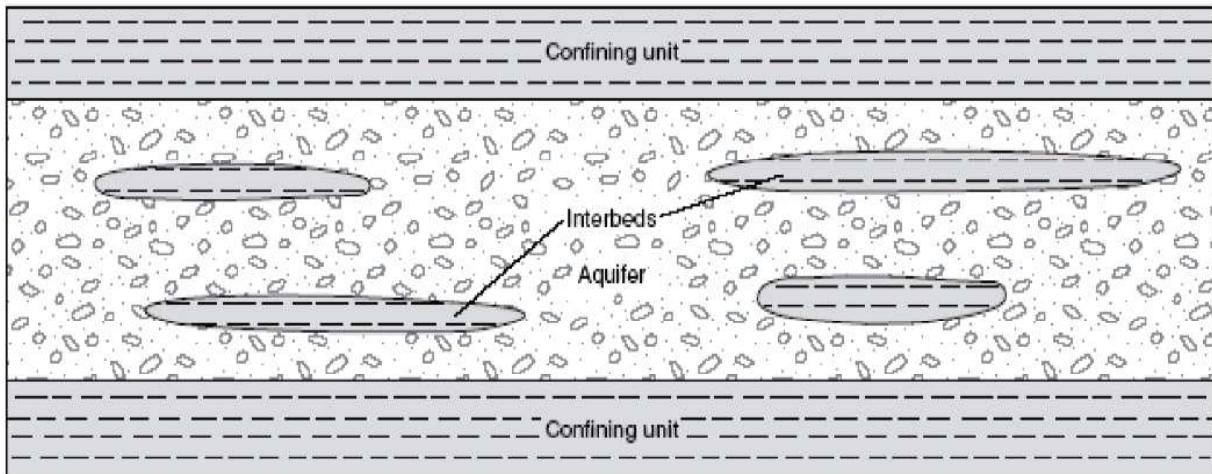
که در این رابطه h سطح هیدرولیکی کل، ρ_w چگالی آب، g شتاب جاذبه و h_e ارتفاع سطح آب با توجه به سطح مبنا است. هرگونه تغییری در مقدار استرس موثر ناشی از تغییرات سطح هیدرولیکی در یک آبخوان آزاد به صورت زیر تعریف می‌گردد:

$$\Delta\dot{\sigma}_{zz} = -\rho_w g(1 - n + n_w)\Delta h \quad ۲۴$$

در رابطه فوق $\Delta\dot{\sigma}_{zz}$ تغییر در استرس موثر در جهت قائم، n تخلخل آبخوان، n_w مقدار رطوبت آب در لایه غیر اشباع به عنوان کسری از حجم کل و Δh نیز تغییر در سطح هیدرولیکی آب است. با صرف نظر از تغییرات چگالی آب می‌توان تغییر استرس ناشی از تغییر در سطح هیدرولیکی آب را به صورت زیر بیان کرد:

$$\Delta\dot{\sigma}_{zz} = -\rho_w g\Delta h \quad ۲۵$$

تغییرات در استرس موثر باعث متراکم شدن و متورم شدن رسوبات نرم دانه‌ای که قسمت عمدۀ سیستم سفره آب زیرزمینی را تشکیل می‌دهد می‌شود. شکل ۴ ساختار یک سفره آب زیرزمینی را که از میان لایه‌های تراکم-پذیر تشکیل شده است را نشان می‌دهد.



شکل ؛ ساختار یک سفره آب زیرزمینی (Barry et al., 1989)

تراکم پذیری رسوبات میان لایه طبق رابطه زیر تعریف می‌گردد:

$$\alpha = \frac{dv}{d\sigma} \quad 26$$

رابطه ۲۶

در رابطه بالا $d\nu$ تغییر در حجم و $d\sigma$ تغییر در استرس موثر است. چنانچه از تغییرات افقی آبخوان صرفنظر

گردد، تراکم پذیری در جهت قائم برابر است با:

$$\bar{\alpha} = -\frac{db}{d\sigma_{zz}} \quad 27$$

رابطه ۲۷

در رابطه فوق db تغییر در ضخامت آبخوان و b ضخامت آبخوان است. اگر تغییر در استرس تنها به دلیل تغییر

در فشار سیال باشد رابطه به صورت زیر به کار می‌شود:

$$\rho_w g \bar{\alpha} b = S_{sk} b = S_k = \frac{db}{dh} \quad 28$$

رابطه ۲۸

در رابطه فوق S_{sk} ذخیره ویژه، S_k ضریب ذخیره و db تغییر در سطح هیدرولیکی آب می‌باشد.