

نویسنده: جی آر اسمیت ترجمه و تألیف: مهندس عباسعلی صالح آبادی

عضو هیات علمی دانشکده نقشه برداری

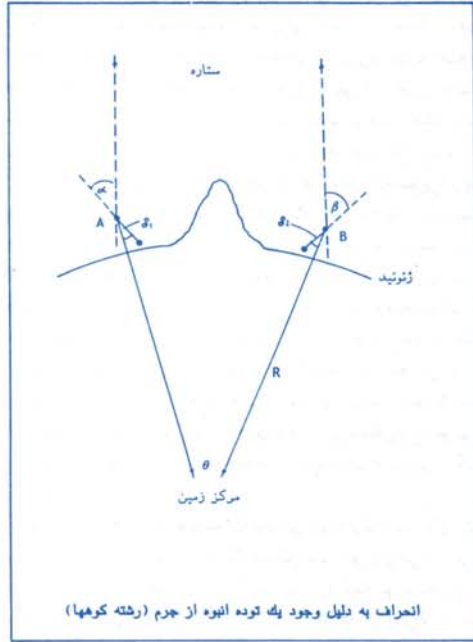
ژئودزی جاذبه شاخه‌ای از علم ژئودزی می‌باشد، که بیشتر در ارتباط با علم ژئوفیزیک و زمین‌شناسی است. تشخیص ژئودزی جاذبه از ژئودزی هندسی براساس اندازه‌گیریهای مربوطه و بحثهای تئوریک در مورد خصوصیات میدان جاذبه است. این خصوصیات همان معلوماتی بود که منجر به دانستن شکل زمین شد. یعنی همان زمانی که با اندازه‌گیری طول قوس نصف‌النهار، معلومات فوق موجب شناخت ابعاد و شکل زمین گردید. به وسیله جمع‌آوری داده‌های کافی از میدان جاذبه زمین، امکان تعیین جدایی ژئوئید از بیضوی مقایسه (شکل ریاضی زمین) و تعیین فشرده‌گی زمین فراهم می‌شود. همچنین بوسیله آنها می‌توان در نقاط مختلف به تغییرات میدان ثقل زمین پی برد. پیروگر در سال ۱۷۳۸ میلادی تلاش نمود تا در سفر اکتشافی به کشور پرو در آمریکای جنوبی با عملیات نقشه‌برداری شعاع زمین، مقدار زاویه انحراف قائم‌نسبی را اندازه‌گیری نماید.

برای این منظور مشاهداتی را در نزدیکی کوه (chimborazo) از رشته کوه‌های آند انجام داد. اما خطاهای موجود در روش مورد نظر جهت تعیین مقدار زاویه برابر با مقدار خود کمیت زاویه انحراف قائم‌نسبی بود. نتایج حاصل از این روش بسیار کم اهمیت و ناچیز بودند. در سال ۱۷۷۴ میلادی دانشمند دیگری به نام نویل ماسکی لین (Nevil Maskelyne) که از منجمین انجمن سلطنتی انگلستان در شهر گرینویچ بود، تلاش بسیاری کرد تا اثر جاذبه زمین را در بلندیهایی (schehallion) اسکاتلند اندازه‌گیری نماید. این بلندیهایی در واقع یک نوع دیواره‌های بسیار بلند طبیعی هستند که در جهت شرقی - غربی کشیده شده و در ارتفاع ۶۰۰ متری از سطح دریاهای آزاد قرار گرفته‌اند. نگاره (۱) میزان جاذبه δ_1 و δ_2 را در نقاط A و B همراه با فواصل سمت‌الرأسی آنها (α و β) را تا یک ستاره مشخص نشان می‌دهد. از دانش ریاضی مربوط به شعاع و زاویه مرکزی یک کمان (R و θ) می‌توان به وسیله روشهای نقشه‌برداری مقدار زاویه انحراف قائم‌نسبی را محاسبه نمود. در نهایت ماسکی لین توانست یک جابه‌جایی کوچک ۱۱/۷ ثانیه کمانی را به‌عنوان جاذبه نشان دهد و در نهایت از طریق آن پی برد که چگالی متوسط زمین حدود ۴/۸۶۷ الی ۴/۵۵۹ برابر چگالی آب است. امروزه دریافته‌اند که مقدار چگالی نسبی زمین ۵/۵۲ چگالی آب است.

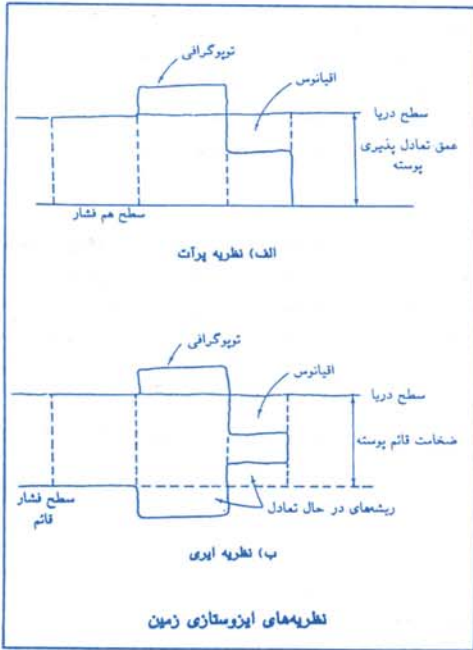
اصل ایزوستازی (Isostasy)

ایزوستازی به معنی ایجاد تعادل در قشر پوسته‌ای زمین است. در ادامه تلاشهای بوگر و اشخاص دیگری نیز جهت تئوری مربوط به توزیع جرم در داخل زمین دست به اقداماتی زدند، که حاصل نتایج زحمات آنها دسترسی به یک سری مشاهدات سودمند بود که توانست پاسخگوی سئوالات ذیل باشد.

منجم آکادمی سلطنتی انگلستان در گریونج، ایده‌های متضادی را ارائه کردند که ناشی از تفکر متضاد آنها نسبت به نحوه توزیع جرم در داخل زمین بود (نگاره (۲)). در سال ۱۸۵۴ میلادی جان پرات اظهار داشت که پوسته زمین بدون وجود توپوگرافی (خشکیها) به‌طور یکنواخت ضخیم است ولی بعلت وجود توپوگرافی، تراکم و چگالی جرم در آن متغیر است و از حالت یکنواخت خارج شده است. از طرفی در سال ۱۸۵۵ میلادی جورج ایری، ایده دیگری را مطرح کرد. او عقیده داشت که پوسته زمین در زیر کوهها تحت فشار و در داخل زمین فرو رفته است، همانند ریشه‌های دندان که در لثه فرو رفته‌اند و این روند پائین رفتن پوسته زمین تا سطح نراز خاصی که روی آن نسبت جرم کل به واحد سطح یکسان و مساوی است، ادامه دارد.



نگاره (۱)



نگاره (۲)

اگر چه علم ایزوستازی چندسالی بعد از دوران پرات و ایری مطرح گردید، ولی تئوریهایی که توسط آنها جهت ساختار تشکیلاتی پوسته زمین

۱- آیا در حقیقت کمبود جرمی زیر کوهها وجود دارد؟
 ۲- این توده انبوه از جرمهای متراکم و پنهان چگونه هستند؟
 ۳- در کجای زمین پراکنده شده‌اند؟
 تمام تئوریهای ارائه شده در قرن نوزدهم میلادی باعث شد تا برآورد مناسبی از جاذبه که عامل اصلی ایجاد رشته کوههای هیمالیا بوده، بدست آید. یکی از شخصیت‌های برجسته آن زمان به نام جان پرات (Jhon pratt)، معاون اسقف اعظم کلیسای انگلستان، اولین کسی بود که تئوری مربوط به مقادیر جاذبه‌ای چنین توپوگرافیهای عظیم و بزرگ (کوهها) را روی زمین ایجاد و محاسبه نمود. زمانی که او شبکه نقشه‌برداری هندوستان را به روش مثلث‌بندی کلاسیک و انجام مشاهدات زاویه روی مثلثهای بزرگ در امتداد رشته کوههای هیمالایا ادامه داد، با انجام اندازه‌گیریهای نجومی و ژئودتیک روی رنوس شبکه‌های مثلثی دریافت که مقدار جاذبه ناشی از تراکم جرمهای انبوه تقریباً مقدار است که قبلاً بطور تئوری محاسبه شده بود. در ابتداء آقای پرات و سپس آقای جورج ایری (George Airy) دیگر

محاسبه شده جاذبه که از طریق فرمول‌های ریاضی به دست می‌آید یا مقادیر مشاهداتی آن در همان نقطه مقایسه شوند می‌توانیم به انامولی که نشان دهنده اختلاف در مقدار جاذبه محاسباتی و مشاهداتی است پی‌بریم، به اختلاف عددی حاصل از این دو مقدار، انامولی گویند. منظور از انامولی جهانی همان‌طور که در این بخش از آن استفاده شده است نشان‌دهنده اختلاف بین جاذبه واقعی و جاذبه نرمال (مقدار محاسباتی) نقطه مورد نظر است. این انامولی هم‌گویی انامولی جاذبه یک نقطه منحصر به فرد (به تنهایی) و هم اینکه گویای اثر جاذبه یک ناحیه خاص می‌باشد. برای استفاده از انامولیهای جاذبه باید مقدار جاذبه مشاهداتی و اندازه‌گیری شده را به یک سطح مبنا و مرجع همانند سطح ژئوئید یا سطح متوسط آبهای آزاد تبدیل نماییم و مقدار آن را روی سطوح مبنای فوق‌الذکر محاسبه نماییم. در وضعیت ایده‌آل تمامی انامولیهای جاذبه مایل هستند که صفر باشند. به عبارتی به‌عنوان مثال، مقادیر تئوری و محاسباتی جاذبه تمایل دارند تا با مقادیر مشاهداتی جاذبه در یک نقطه، برابر باشند. اما هرگز چنین وضعیتی در عمل و در طبیعت اتفاق نمی‌افتد. بنابراین انواع برآوردهای محاسباتی ممکن از انامولیهای جاذبه در یک نقطه، براساس فرضیه‌های مختلف طبقه‌بندی و بایگانی می‌شوند.

همچنین ممکن است تصحیحات مختلفی جهت ارتفاعات بالا و پائین سطح دریاهاى آزاد لازم باشد، باینکه ممکن است توپوگرافی (پستی و بلندیها) که اطراف نقطه استقرار نقشه‌برداری (نقطه مورد نظر) را در بر گرفته نیز در این تصحیحات به حساب آیند. یا این‌که اگر حتی لازم باشد، جهت محاسبه این تصحیحات، موقعیت فرض شده نقطه مورد نظر نیز با دقت کافی از طریق روشهای نقشه‌برداری تعیین گردد، تا بدین وسیله بتوان نیازهای نقشه برداری ثقلسنجی (گراویمتری) را فراهم نمود. برای تعیین تصحیحات خاص برای انامولی جاذبه، لازم است تا در عملیات ثقلسنجی اطلاعات دقیق و کافی از توپوگرافی محدوده اطراف ایستگاه مشاهداتی جاذبه در دسترس می‌باشد. در این‌حالت به سه روش مختلف ارزیابی انامولیهای جاذبه در نقطه مورد نظر، اشاره می‌کنیم.

الف - انامولی هوای آزاد (Free-air Anomaly)

مقدار مشاهداتی انامولی جاذبه در نقطه مورد نظر که روی سطح زمین مشاهده می‌شود را به سطح ژئوئید تصحیح می‌کند. اما به فرض که هیچ‌گونه جرمی در این فاصله بین سطح زمین و ژئوئید وجود نداشته باشد، تصحیح ارتفاعی که ناشی از انامولی هوای آزاد است، به ارتفاعات اندازه‌گیری شده نقاط از سطح دریاهاى آزاد، اعمال می‌شود.

مقدار این تصحیح (انامولی) در حدود ۰/۳۱ میلی‌گال به ازای هر یک متر ارتفاع در بالای سطح دریاهاى آزاد است. به عبارت دیگر با این تصحیح فرض می‌کنیم که نقطه مشاهداتی در هوای آزاد و در بالای سطح ژئوئید است. به عبارتی تصور می‌شود که نقطه مورد نظر در ارتفاعی از ژئوئید قرا گرفته که هیچ‌گونه جرمی در آن فاصله وجود ندارد. این وضعیت در نقطه C

بیان شده بود امروزه بخش اصلی علم ایزوستازی را تشکیل می‌دهد. برای آن‌که بتوانیم مقدار دقیق و قابل قبولی را در تئوری از اثر میدان جاذبه به دست آوریم، باید اصل ایزوستازی مربوط به ساختار زمین و مبنای اساسی آن را در نظر داشت. اصل ایزوستازی می‌گوید که قشر خارجی زمین (پوسته) متعادل با جرمی که روی آن است تعدیل می‌شود. اما برای بکارگیری میدان جاذبه جهت تعیین شکل زمین، شتاب ثقل در نزدیکی یا روی سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود. حال جالب خواهد بود چنانچه شتاب اندازه‌گیری شده در سطح زمین را با شتاب تجربی مشاهده شده توسط گراویمتر مستقر در یک هواپیما مقایسه نماییم. در هواپیما، به شتابی که ایجاد می‌شود بطور ساده نیروی G گفته می‌شود و به وسیله یک گراویمتر (G متر) آن را اندازه‌گیری می‌کنند. ضریب G واحد یا مقداری است جهت تشخیص شتاب حاصل از جاذبه زمین یا فرض این که شرایط خنثی حاکم است و واحد جاذبه یا ثقلی است که جهت تغییرات جاذبه در ژئودزی اندازه‌گیری می‌شود و بسیار کوچک است. ضریب G واحدی است که تقریباً برابر با ۱۰۰۰ گال است که نام آن از اسم دانشمند معروف گالیله گرفته شده است. چون تغییرات جاذبه بسیار کوچک است، بنابراین در ژئودزی میلی‌گال واحد اندازه‌گیری تغییرات جاذبه است. یک میلیونیم یک گال (G) شتاب در هواپیما، است لذا دستگاههای پیشرفته امروزی قادرند شتاب جاذبه را با دقت حدود ۰/۱ میلی‌گال اندازه‌گیری نمایند.

انامولیهای جاذبه (Gravity Anomalies)

با فرض این‌که زمین دارای یک سطح منظم باشد بدون وجود کوهها و اقیانوسها، بدون هیچ‌گونه تغییراتی در تراکم سختی یا ضخامت پوسته، مقدار عددی و تئوری جاذبه برای هر نقطه از زمین را می‌توان از طریق فرمول ریاضی ساده به دست آورد.

این مقدار عددی (تئوری محاسبه شده) جهت انامولی جاذبه، نشان‌دهنده برآیند اثر نیروهای جاذبه و گرکز از مرکز زمین است. این مقدار تئوری در هر نقطه از سطح بیضوی دورانی زمین تابع سه عامل مختلف است.

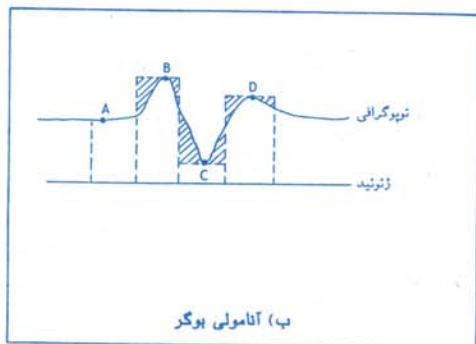
۱) اندازه بیضی

۲) شکل بیضی

۳) مقدار عددی (تئوری) جاذبه در مدار استوا

مقدار تئوری جاذبه روی سطح بیضوی دورانی که به‌عنوان شکل ریاضی زمین در نظر گرفته می‌شود و با توجه به تغییر عرض ژئودتیک نقطه مورد نظر تغییر می‌کند. هر چند که بعضی از روشهای ریاضی در نظر گرفته شده از طریق بسط یک سری فرمولهای ریاضی (محاسبات عددی) مربوطه تلاش می‌کنند تا پارامترهای وابسته به تغییرات طول ژئودتیک نقطه مورد نظر را نیز در تغییرات عددی مقدار تئوری جاذبه داخل نمایند.

معروفترین این فرمولها همان فرمول جاذبه جهانی است، که براساس بیضوی بین‌المللی ۱۹۲۴ (بیضوی هافگورد) به دست آمده است. اگر مقادیر



نگاره (۳): آناملوهای جاذبه (B)

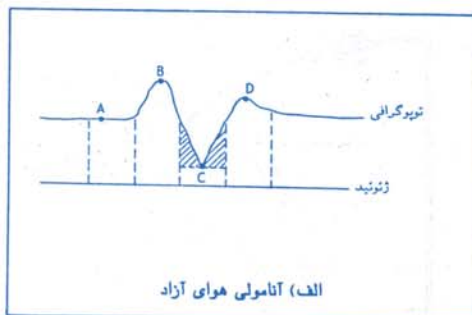
این نقطه نیز نیاز به تصحیح با علامت مثبت دارد. میزان تصحیحات جهت اعمال اثر توپوگرافی متناسب با فاصله مشخص (درحد معقول) از نقطه مشاهداتی تعیین و اعمال می‌گردد. مقدار تصحیحات از طریق انتگرال و بسط سریهای ریاضی خاص در ناحیه ریاضی بسته به نام زون در اطراف نقطه مشاهداتی محاسبه و تعیین می‌گردد. این همان روشی است که توسط هایفورد در سال ۱۹۱۷ میلادی جهت تصحیح مشاهدات جاذبه سنجی ابداع گردید. از ارتفاع متوسط هر ناحیه ریاضی بسته (زون) جهت محاسبه تصحیح آناملوی ناشی از اثر توپوگرافی در آن منطقه مورد نظر استفاده می‌شود. در مناطق اقیانوسی مقادیر مشاهداتی جاذبه براساس عمقی که در آن اندازه‌گیری شده‌اند تصحیح می‌شوند، البته برای این‌کار باید عمق ایستگاه مشاهداتی نسبت به سطح متوسط آبهای آزاد تعیین شده باشد.

به عبارتی مقادیر مشاهداتی جاذبه در اقیانوسها براساس سطح متوسط آبهای آزاد تصحیح می‌شوند. و منظور از عمق ایستگاه مشاهداتی، در واقع عمقی است که زیر دریایی یا تجهیزات آزمایشگاهی در زیر دریا، مقادیر جاذبه را در آن مشاهده می‌نمایند. این آناملوها در زمینه‌های ژئوفیزیکی کاربرد فوق‌العاده دارند. در مناطق وسیعتر تغییرات آناملوی جاذبه شدیداً وابسته به ارتفاع نقاط است و بطور کلی مقدار تصحیح آناملوی ناشی از نقاط مرتفع (ایستگاههای کوهستانی) شدیداً منفی است.

ج - آناملوهای ایزوستازی (Isostatic Anomalies)

این آناملوها براساس فرضیه‌های خاص محاسبه و تعیین می‌شوند. علاوه بر فرضیه‌های برات و ایری در مورد ایزوستازی، می‌توان به مشتقی دیگر از فرضیه‌ها که در قرن اخیر توسط جان هایفورد اصلاح و ارائه گردیده، اشاره کرد. دانشمندان دیگری به نام بویه، هلمرت و هیسکانن

از شکل ۳a به نمایش گذاشته شده است. نقطه C وضعیتی است که یک جرم معین واقع در بالای نقطه مشاهداتی وجود دارد که اندازه گیریهای جاذبه را تحت تأثیر قرار می‌دهد ولی جرم مورد نظر در این فرض و در محاسبات به حساب نمی‌آید. چنین آناملوهایی یعنی اختلاف بین جاذبه مشاهداتی و محاسباتی (تئوری) با توپوگرافی زمین که در اطراف نقطه مشاهداتی قرار دارند دارای وابستگی مثبت هستند. به عبارتی افزایش اثر یکی باعث افزایش اثر دیگری خواهد شد. از طرفی فرض بر این است که اثر توپوگرافی نیز با عکس‌العمل ناشی از فرورفتن پوسته زمین در زیر توپوگرافی مورد نظر جبران می‌گردد، بنابراین به استثناء مناطق کوهستانی در سایر مناطق دنیا اعمال تصحیح آناملوی هوای آزاد به مقادیر مشاهداتی جاذبه در نقطه مورد نظر که از طریق عملیات زمینی و نقل سنجی به دست می‌آید، کاری دقیق و منطقی است.

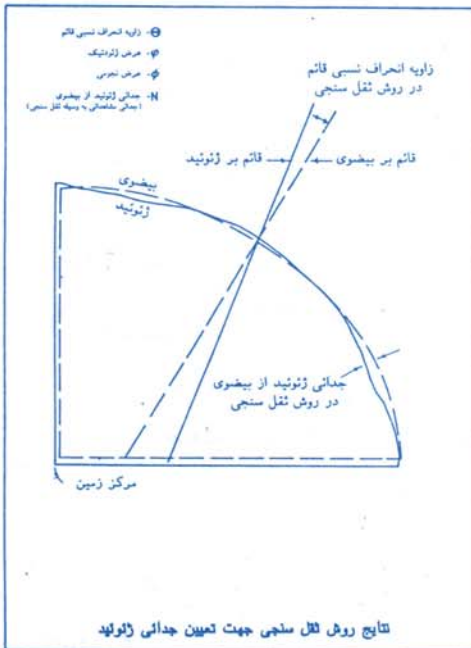


نگاره (۳): آناملوهای جاذبه (A)

ب - آناملوی بوگر

این آناملوی در واقع یک رابطه ریاضی از آناملوی هوای آزاد است با این تفاوت که دارای مجوزی جهت محاسبه اثر توپوگرافی بین سطوح زمین و ژئوئید است. این آناملوی یک مقدار عددی ثابت از چگالی و برای جرمی که در محدوده اطراف نقطه مورد نظر (نقطه مشاهده جاذبه) قرار دارد معرفی می‌کند. بنابراین اگر نقطه مشاهداتی بر روی قله یک کوه قرار داشته باشد به تصحیحی جهت جرمی که در اطراف آن قرار ندارد، احتیاج دارد. و این تصحیح باید با علامت مثبت باشد. عکس این قضیه برای نقطه مشاهداتی که در ته دره‌ای قرار دارد (همانند نقطه C در نگاره (۴) ب) صادق است. به گونه‌ای که باید از مقدار مشاهداتی جاذبه تصحیحی با علامت مثبت کاسته شود.

زاویه انحراف نسبی قائم که از طریق مشاهدات جاذبه‌ای و به وسیله فرمول ونینگ مینز به دست می‌آید، زاویه انحراف قائم ثقل سنجی یا گراویمتری نامیده‌اند. محاسبه ارتفاع ژئوئید و زاویه انحراف نسبی قائم به وسیله فرمولهای ریاضی فوق (استوکس - ونینگ مینز) و با انجام مشاهدات انامولی جاذبه، نیاز به دامنه وسیعی از داده‌های جاذبه سنجی دارد. بنابراین باید جهت این منظور، پوشش متراکم و وسیعی از داده‌های جاذبه‌ای درست در نزدیکی و اطراف نقطه مشاهداتی جاذبه وجود داشته باشد.



نتایج روش ثقل سنجی جهت تعیین جدایی ژئوئید

نگاره (۴)

همچنین باید داده‌های جزئی جاذبه را نیز تا فاصله ۸۰۰ کیلومتری (یا ۵۰۰ مایلی) از نقطه مشاهداتی در نظر بگیریم. بدین معنی که داده‌های مربوط به یک شبکه ثقل سنجی و گراویمتری با تراکم کم را جهت محاسبه اثر و تغییرات جاذبه که در نواحی اطراف نقطه مورد نظر قرار نمی‌گیرند نواحی باقی‌مانده خارج از زون، جهت محاسبه جدایی ژئوئید و زاویه انحراف نسبی قائم به وسیله فرمولهای استوکس و ونینگ مینز به حساب

به‌طور مشابه فرضیه‌های پرات را اصلاح نمودند و با این اصلاحات مقدار تئوری جاذبه نسبت به سطح دریاهای آزاد محاسبه و ارائه گردید. لذا به علت وجود ارتفاع در نقطه مشاهداتی جاذبه باید طبق فرضیه‌های اصلاح شده جهت نفوذ توپوگرافی و عکس‌العمل ناشی از فرو رفتن پوسته در زیر توپوگرافی مورد نظر (جهت رسیدن به تعادل و ثبات)، تصحیح مشخصی را محاسبه و به مقدار تئوری و محاسباتی جاذبه در نقطه مورد نظر اعمال کرد. به کارگیری کل توپوگرافی جهان (تمامی پستی و بلندبهای روی زمین) و اعمال آن به انامولی محاسباتی بویه بر اساس فرضیه‌های ایزوستازی مطرح، در اصل انامولی ایزوستازی را معرفی می‌کند. تفاوت اساسی بین فرضیه‌های ایزوستازی مختلف در واقع در عمق غوطه‌ور شدن یا فرو رفتن پوسته زمین در زیر جرم توپوگرافی است. عمقی که پوسته زمین بواسطه وجود جرم (توپوگرافی) جهت رسیدن به تعادل و توازن در آن فرو رفته و غوطه‌ور می‌شود معمولاً ۹۶ کیلومتر یا ۱۱۳/۷ کیلومتر است.

با تغییرات ناحیه‌ای عمق غوطه‌وری می‌توان نتایج بهتری را به دست آورد. باید توجه کنید که در زیر نقطه مشاهداتی، دو نوع روش دانشگاهی در مورد اندیشه کاهش و تصحیح مشاهدات جاذبه سنجی وجود دارد.

● **روش اول:** این است که مقادیر مشاهداتی جاذبه را تعدیل و سرشکن کرده و سپس نتایج حاصله را با مقادیر تئوری و محاسباتی جاذبه مقایسه می‌نمایند این روش معمولاً به وسیله کشورهای غربی به جزء ایالات متحده انجام گرفته است.

● **روش دوم:** بر عکس روش اول است. در این روش مقادیر تئوری جاذبه معمولاً تعدیل و سرشکن می‌شوند و سپس با مقادیر مشاهداتی جاذبه مقایسه می‌گردند. این روش به‌طور خاص در کشور ایالات متحده به کار برده شده است. در هر حال آنچه که مسلم است این که هر دو روش در نهایت به نتایج یکسانی می‌رسند.

* اندازه‌گیری جدایی ژئوئید از بیضوی به وسیله ثقل سنجی

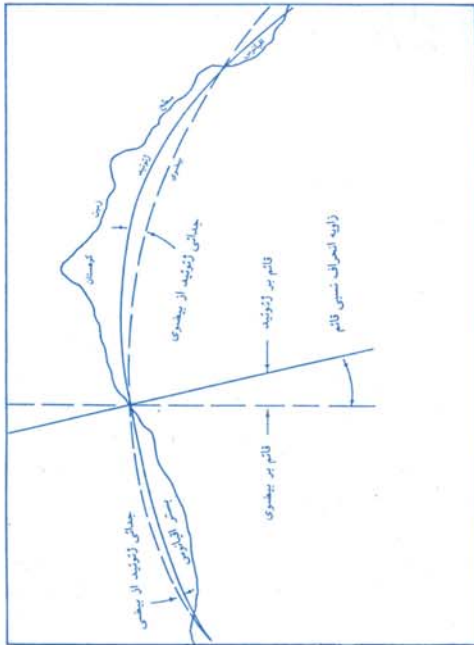
همان‌طور که در نگاره (۴۲) نشان داده شده است، اولین بار اصول اساسی لازم جهت تعیین جدایی ژئوئید از بیضوی به وسیله ثقل سنجی توسط یک دانشمند انگلیسی به نام سر جورج استوکس سالهای (۱۹۰۳ تا ۱۸۱۹) میلادی ارائه گردیده است.

به هر حال به علت عدم وجود داده‌های کافی جاذبه، کاربرد فرمول ریاضی استوکس و استفاده از آن جهت تعیین جدایی یا ارتفاع ژئوئید از بیضوی (آندولیشن) بوسیله اندازه‌گیریهای عددی جاذبه در حدود صدسال عقب افتاد.

در سال ۱۹۲۸ میلادی دانشمند آلمانی به نام فلیکس ونینگ مینز سال (۱۹۶۶ - ۱۸۸۷) میلادی فرمول دیگری را جهت محاسبه ارتفاع ژئوئید به وسیله مشاهدات انامولی جاذبه ارائه داد، که تقریباً نسخه اصلاح شده فرمول استوکس بود. به وسیله این فرمول جدید، زاویه انحراف نسبی قائم و یا مؤلفه‌های آن از طریق مشاهدات انامولی جاذبه تعیین می‌کنند. چنین

زمین است و محورهای دورانی آن با محورهای دورانی زمین موازی و تقریباً منطبق می‌باشد.

دقت روش نقل سنجی و یا گراویمتری جهت تعیین ارتفاع ژئوئید و زاویه انحراف نسبی قائم در نقاط مختلف بستگی به وجود تعداد کافی از انامولهای مورد قبول جهت رسیدن به سطح دقت مورد نظر دارد. بکارگیری موفق انتگرال استوکس و رابطه وینینگ بستگی به داشتن مقادیر خوب و دقیق انامولی جاذبه در نزدیکی و مجاورت نقطه مشاهداتی و همچنین به مقادیر کم تراکم از انامولهای جاذبه در نواحی و نقاط موجود در مابقی کره زمین دارد.



نگاره (۵) وضعیت بیضی و ژئوئید نسبت به یکدیگر

می‌آیند. در گذشته استفاده و تهیه چنین حجمی از مشاهدات جاذبه در سراسر دنیا، کاری بس غیرعادی و غیرممکن بود. اما امروزه با ورود کامپیوترهای قوی محاسباتی به عرصه علم ژئودزی انجام چنین کارهای غیرممکن امکان پذیر شده است. باتوجه به دقتهای نقشه برداری، در مورد محاسبات مربوط به فرمولهای استوکس و وینینگ مینز نتایج رضایت بخشی به دست آمده است. فراموش نکنید که در روش نقل سنجی منظور از انامولی جاذبه، همان اختلاف بین مقدار مشاهداتی جاذبه که با تصحیح مناسب به سطح دریاهای آزاد و تبدیل شده از مقدار عددی و تئوری جاذبه در نقاط مختلف شبکه نقل سنجی می‌باشد. اما علت ایجاد انامولهای جاذبه ناشی از تغییرات جرم محلی و جهانی بوده، که این جرم بطور آشکار یا پنهان روی سطح زمین یا زیر زمین موجود می‌باشد. به هر حال تغییرات توده جرم (توپوگرافی) موجود در اطراف ایستگاه اندازه گیری جاذبه، عامل اصلی تولید انامولی جاذبه در آنجا می‌باشد. نگاره (۴۳) نشان می‌دهد که افزونی جرم در نواحی کوهستانی و کمبود جرم در نواحی اقیانوسی موجب بروز زاویه انحراف نسبی قائم و جدایی ژئوئید از بیضی در نقاط مختلف زمین می‌شوند.

یک توده جرم اضافی همانند یک کوه در اطراف ایستگاه مشاهداتی موجب عدم انطباق قائم بر ژئوئید (خط شاقولی) و قائم بر بیضی در آنجا می‌شود. به طور مشابه می‌توان گفت که کمبود یک توده عظیم جرم همانند یک اقیانوس در نزدیکی ایستگاه مشاهداتی جاذبه نیز موجب عدم انطباق آن دو قائم در آنجا می‌شود. بنابراین نتیجه می‌گیریم که تغییرات انامولی جرم موجب تغییرات میدان ثقل و جاذبه در نقاط مختلف می‌شود و این تغییرات در ایجاد زاویه انحراف نسبی قائم و جدایی ژئوئید از بیضی در آن نقاط نقش اساسی دارند. به هر حال مقادیر زاویه انحراف نسبی قائم و جدایی ژئوئید در مجموع ناشی از تغییرات چگالی جرم زمین یا ناشی از عدم توزیع یکنواخت جرم در داخل زمین می‌باشد.

بطور کلی جاذبه مشاهداتی در نواحی که توده جرم اضافی وجود دارد، پس از تبدیل به سطح متوسط دریاهای آزاد به وسیله اعمال تصحیح انامولی ناشی از ارتفاع نقطه مشاهداتی به مقداری می‌رسد که از مقداری تئوری (محاسباتی) جاذبه در آن نقطه بسیار بزرگتر است. در این نواحی مقدار انامولی جاذبه که از اختلاف بین جاذبه مشاهداتی و جاذبه محاسباتی بدست می‌آید، همیشه مثبت است.

برعکس در نواحی که با کمبود جرم توپوگرافی مواجه هستیم مقدار جاذبه مشاهداتی پس از اعمال تصحیح ارتفاعی برای تبدیل به سطح متوسط دریاهای آزاد (مبنای ارتفاعات) از مقدار محاسباتی و تئوری جاذبه در آن نقطه بسیار کوچکتر است. بنابراین در چنین مناطقی همیشه مقدار انامولهای جاذبه منفی است. مقادیر مربوط به جداییهای ژئوئید و انحراف نسبی قائم که به وسیله جمع آوری مشاهدات جاذبه سنجی و بوسیله فرمولهای ریاضی، جاذبه محاسبه می‌شوند و به عنوان مقادیر مطلق نسبت به یک بیضی جهانی تعیین می‌شوند. البته بیضی که مرکز آن در مرکز ثقل