اندازه‌گیری ثقل زمین به وسیله

ماهواره Aristoteles

اندازه گیری ثقل به وسیله ماهواره، یک روش اندازه گیری ژئودزی جدید «مدت کمی قبل از عملی شدن»

Session Session

نام نشریه: zfu (Zeitschrift für vermessungswesen) 7/8, 1989

نام مقاله: rummel, satelliten gradiometrie

نویسنده: Firma onera

چکیده :

هرکس که عکسهایی از فضانوردان را در حالت معلق در سفینه شان مشاهده نکرده باشد می‌داند که بسیاری از آزمایشهای بیولوژی، شیمیایی و یا پزشکی(مثلاً در سفینه Spacelabs) در حالت بی‌وزنی انجام گرفته است. به طور دقیق یعنی در محل نقطه ثقل سفینه این بی‌وزنی وجود دارد(یعنی فقط یک نقطهٔ داخل سفینه) در نقاط دیگر به مقدار جزئی و قابل اندازه گیری شتاب وجود دارد که به طور نسبی نسبت به مرکزثقل می‌باشد،این امر به واسطهٔ ثقل زمین به وجود می‌آید.درحقیقت ثقل سنجی ماهواره ای اندازه گیری شتاب نسبی می‌باشد که آن را گراویمتری می نامند هدف از گراویمتری این است که با چنین اندازه گیریهایی در سفینه فضایی ثقل سنجی را در روی زمین انجام دهیم.

۱ – وضعیت امروزی اندازه گیری ثقل

باوجود آنکه امروزه در اکثر نقاط شتاب زمین معلوم می‌باشد اما هنوز برای مطالعات و تحقیقات ماکافی نیستند این نقص هم در دقت و هم در تعدد نقاط وجود دارد.از نظر علمی سه نوع اطلاعات را می‌توان شناخت که به طور خلاصه شرح داده خواهد شد.

آنومالی(تقّرب) شتاب به روش زمینی

این اندازه گیری شتاب به وسیله اندازهٔ g و با استفاده از ارتفاعات توپوگرافی نسبت به یک اندازه بین‌المللی g محاسبه می‌گردد این آنومالی علاوه براستفاده محلی اطلاعات جمع آوری شده در یک بلوک نمایش داده می‌شوند.

تا به امروز برای اکثر نقاط کرهٔ زمین بنابه علل مختلف اندازه گیری زمینی انجام نگرفته است فقط در آمریکای شمالی و استرالیا و اروپای مرکزی تا حدودی اطلاعات جامع در دسترس می‌باشد.

ضرایب پتانسیل به وسیله انحرافات مدار ماهواره

در دهه ۶۰ به وسیله شرکتهای کوچکی چون «مؤسسه تحقیقاتی ژئودزی ادارهٔ یکم» آلمان مشاهدات ماهواره‌ای جمع آوری و مورد آنالیز قرار گرفت.

مدار یک سفینه را همان‌طور که می‌دانیم در مرحله اوّل به وسیله ثقل زمین تعیین می‌کنند، با استفاده و مطالعات زیادی که برروی ماهواره های مختلف با خاصیتهای متفاوت انجام گرفته موفق به ترسیم میدان ثقل زمین گشته‌اند.

این فرم ثقل از تعداد زیادی توابع کروی تشکیل شده‌اند.

ضرایب این بسطهای چند جمله‌ای بنام ضرایب پتانسیل مشهور می‌باشند که در ژئودزی به عنوان مدل زمین می‌شناسیم. با محاسبات جدید و با دستگاههای مدرن امروزی موفق شده‌اند که این ضرایب را به طور کامل تا درجهٔ ۳۰ به دست آورند.

تعیین ثقل به وسیله ماهواره

در سالهای اخیر اطلاعات ثقل سنجی در اقیانوسها به طور قابل ملاحظه‌ای بهتر شده است به‌وسیله التیمتری فرم هندسی دریاها به طور دقیق تعیین می‌گردند این مقدار با تقریب 1m ± باسطح نیوا و ارتفاع دریا، ژئویید برابر می‌باشد.

خود ژئویید از طرف دیگر به وسیله میدان ثقل مشخص می‌گردد و به ما اجازه می‌دهد که با دقت محدودی آنومالی ثقل را تعیین کنیم.

از تعیین میدان ثقل می‌توان انتظارات زیر را داشت:

$\leq$ 100 Km جدانمایی فضایی

$\leq 5.10^{-5}\ ms^{-1}$ دقت آنومالی

$\leq$ 0.1 m دقت ارتفاع ژئویید

بعداً خواهیم دید که واقعاً سه عامل بالا راحتی به صورت وابسته نمی‌توان بااین استاندارد تعیین کرد.

۲) گرادیمتری[۲]

چطور می‌توان به هدف رسید؟ باید توجه داشت که التیمتری را فقط می‌توان در اقیانوسها انجام داد که آن به واسطه انحراف سطح آبهای آزاد و ژئویید محدود می‌باشد، از طرفی دیگر عدم هموژنی اطلاعات و فقدان آن و خطاهای دستگاهمندانه (سیستماتیک) از جمله عیبهای عملیات زمینی به شمار می‌روند.

عملیات ماهواره‌ای واقعاً دارای این برتری می‌باشد که در زمانی کوتاه انطباق کروی با اطلاعاتی که از نظر کیفیت هموژن می‌باشند حاصل می‌شود اما زمانی که ارتفاع ماهواره خیلی بالا باشد دقت ثقل سنجی اندکی کم می‌شود و این تنها عیب آن به شمار می‌آید. به وسیله دستگاهی بنام گرادیمترمی‌توان این عیب را برطرف ساخت به کمک نگاره ۱ بحث فوق را بیشتر شرح می‌دهیم. مقدار مورد انتظار C_{nm} یک ضریب بدون واحد است ونقطه دلخواه میدان ثقل را با قانون تجربی Kaula حدس می‌زنند.

$$Cnm = \frac{10^{-5}}{n^2}$$

Gradvarianz ارتفاع ژئوئید N و آنومالی ثقل Δg و گرادیان عمودی $T_{rr} = \frac{\partial^2}{\partial r^2}$ بر روی سطح زمین در ارتفاع ۲۰۰ کیلومتری این مقادیر بنابر فرمول Kaula محاسبه گردیده است

جهت مقایسه مشاهدات Gradvarianz مدل osu 180 ارتفاع ژئویید استفاده شده است.

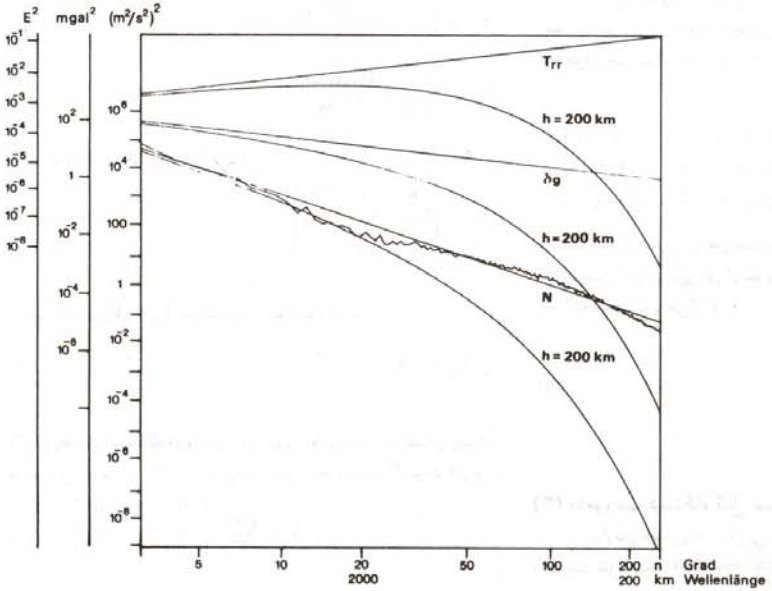
این مقادیر مورد انتظار، به عنوان یک تابع از درجه n بوده، که برابر با پتانسیل اضافی ۴ و یا مقدار ثقل تقسیم برارتفاع ژئویید می‌باشد (γ).

به وسیله یک ضرب ساده فاکتور ثابت در گراد با درجه n و یا n2 از فرمول ۱ نتیجه می‌شود، که از این راه مقدار تقریبی ضرایب آنومالی ثقل و یا گرادین ثقل تعیین می‌شود. اجزاء ارتفاع ژئویید، آنومالی ثقل و گرادین ثقل در شکل ۱ به صورت لگاریتمی جمع آوری گردیده است. جهت مقایسه ضرایب (osu 180) مقادیر بدست آمده C_{nm} نشان داده شده است.

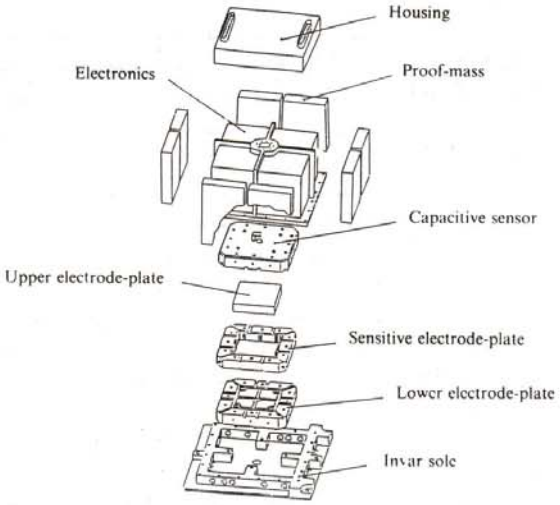
قابل توجه می‌باشد که اولین و دومین مقدار یعنی آنومالی ثقل و گرادین عمودی با اضافه شدن گراد (درجه) نسبت به ژئویید آهسته تر به طرف صفر میل می‌کند، یعنی نسبتاً به مقدار زیادی اطلاعات موجود است، این سه جزء در ماهواره به وسیله ضرب با فاکتورهای بازدارنده $(R / R + h)^n$ به وجود خواهند آمد درصورتی که R شعاع زمین و h ارتفاع ماهواره می‌باشد. با کم شدن گراد این فاکتورها میل شدیدی به صفر پیدامی‌کنندبه عبارتی دیگر اندازه‌گیری خیلی مشکل خواهد بودکرد. این عمل در طیفهایی از گرادین ثقل در ارتفاعات پایین به وسیله حذف عواملی ممکن است.

با این روش امید به تعیین ثقل سنجی به وسیله ماهواره هر روز بیشتر می‌گردد زیرا سرعت و انطباق اطلاعات هموژن با قدرت تشخیص زیاد باعث برتری این روش می‌باشد. اولین فکر روش گرادیمتری به وسیله تحقیق حرکت نسبی در یک سفینه فضایی به وجود آمده است.[۳]

سیستمهای تعبیه شدهٔ امروزی برروش تعیین دیفرانسیل شتاب بنا گردیده است. به وسیله دستگاههای بسیار دقیق شتاب سنج در دو نقطه A و



نگاره (۱)



GRADIO ACCELEROMETER CONFIGURATION

نگاره ۲

B در روی سفینه، شتاب را اندازه‌گیری می‌کنند (البته اختلاف شتابها را) این اندازه‌گیری بستگی به عمود بودن و یا موازی بودن دستگاهها برروی خط AB خواهد داشت. بدین ترتیب قطر و اجزاء دیگر بردار گرادین یعنی گرادین ثقل به دست میآید:

$$V_{xx} = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} \approx \frac{V_x(B)-V_x(A)}{\Delta x} \qquad (۱)$$

$$V_{yx} = \frac{\partial^2 V}{\partial y \partial x} \approx \frac{V_y(B)-V_y(A)}{\Delta x} \qquad (۲)$$

و بردارگرادین به شکل زیر خواهد بود.

$$V_{ij} = \begin{bmatrix} V_{xx} & V_{xy} & V_{xz} \\ V_{yx} & V_{yy} & V_{yz} \\ V_{zx} & V_{zy} & V_{zz} \end{bmatrix} \qquad (۳)$$

به علت تقارن $V_{ij} = V_{ji}$ خواهد بود و خواهیم داشت:

$$\sum_{i=1}^{3} V_{ii} = 0\,\theta \qquad (۴)$$

لازم به یادآوری است که در فضای بدون وزن فقط ۵ المان به یکدیگر وابسته نیستند.برای برقراری یک هموژن کروی زمین در ارتفاع ۲۰۰ کیلومتر داریم:

$$V_{ij} = \frac{GM}{T^3} \begin{bmatrix} -0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{bmatrix} \qquad (۵)$$

مقدار $\text{Eötvös unit} = 10^{-9} \times S^{-2} \frac{GM}{r^3} \approx 1405$ E و این برابر با یک اختلاف شتاب به مقدار 0.14×10^{-5} m/s^2 برروی یک خط مبناً fB = 1mS می باشد این اختلاف را می‌توان با دقت 10^{-11} m/s^2 اندازه‌گیری کرد بنابر روش یادشده در بالا المانهای ماتریس Vij هنگامی که خط مبناً سواری باشد،بدون انحراف در فضا حرکت می‌کند. حال اگر دستگاه با ماهواره حرکت کند در اینجا بردار زیر اندازه‌گیری می‌کنیم:

$$\Lambda_{ij} = \begin{bmatrix} V_{xx} - \omega_y^2 - \omega_z^2 & V_{xy} - \omega_x\omega_y + \omega_z & V_{xz} - \omega_x\omega_z - \omega_y \\ V_{yx} - \omega_y\omega_x - \omega_z & V_{yy} - \omega_y^2 - \omega_z^2 & V_{yz} - \omega_x\omega_y + \omega_z \\ V_{zx} - \omega_z\omega_x + \omega_y & V_{zy} - \omega_z\omega_y - \omega_x & V_{zz} - \omega_x^2 - \omega_y^2 \end{bmatrix} \qquad (۶)$$

به علت خواص تقارن و یا غیر متقارن بودن جاذبه و نیروهای گریز از مرکز از یک طرف و حرکت دایره‌ای از سوی دیگر نوشتن اجزاء جاذبه به طور جداگانه امکان پذیر می‌گردد:

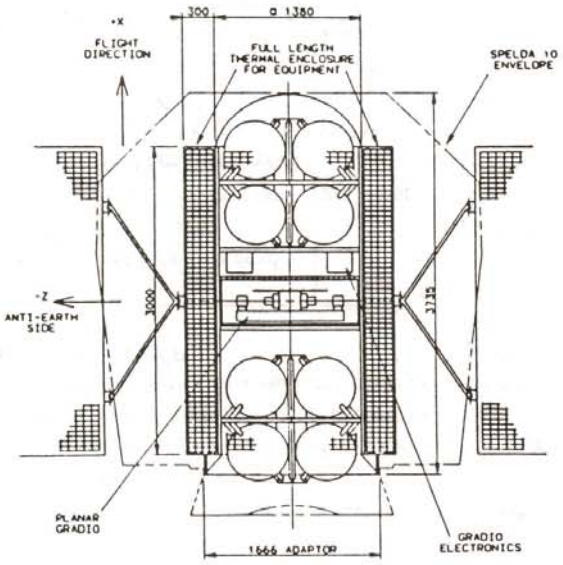
$$\frac{1}{2}(\Lambda_{ij}+\Lambda_{ji}) = V_{ij} - \Omega ij\,\Omega jk$$

$$\frac{1}{2}(\Lambda_{ij} - \Lambda_{ji}) = \Omega ij \qquad (۷)$$

$$\Omega ij = \Omega ij(t_0) + \int_0^t \Omega ij\, dt.$$

(۳) ماموریت دستگاه ثقل سنجی Aristoteless

سازمان فضانوردی اروپایی ESA برای اوایل سالهای ۱۹۹۰ یک مأموریت ثقل سنجی Aristoteless 1980 را برنامه ریزی کرده است، در این



نگاره ۳

مأموریت به مدت ۶ ماه درارتفاع ۲۰۰ کیلومتری و با دستگاههای بسیار دقیق ثقل سنجی عملیات اندازه‌گیری شتاب زمین را انجام خواهد داد که برای این ماموریت مداری به صورت دایره نزدیک به قطب خواهد داشت.

ماهواره نسبت به زمین توجیه شده یعنی محورX درجهت مدار و محورY عمود بر سطح مدار و محورZ عمود براین صفحه انتخاب گردیده است، که آن را به وسیله تصحیحات مداوم در ارتفاع دلخواه نگاه خواهند داشت همان‌طور که گفته شد دستگاه ثقل سنج GRADIOMETER براساس اندازه‌گیری دیفرانسیل کار می‌کند (نگاره۲) به واسطه تاثیرات مزاحم جوی که برمدار موثر است اندازه‌گیری خود را منحصر به صفحه Y) (Z - می‌کنیم و بدین وسیله المانهای قابل محاسبه فرمول (۶) به صورت ماتریس زیر درخواهند آمد:

۴) برای اطلاعات بیشتر (Bernard,1988)

$$\Lambda_{ij} = \begin{bmatrix} V_{yy} - \omega_x^2 - \omega_z^2 & V_{yz} - \omega_y \omega_z + \omega_z \\ V_{yx} - \omega_z \omega_y - \omega_x & V_{zz} - \omega_x^2 - \omega_z^2 \end{bmatrix} \qquad (۸)$$

نگاره ۲: نگاره منحصر به فرد شتاب سنج گراویمتر GRADIO متعلق به شرکت Onera (Bernard 1988) باتوجه به ماتریس(۸) تنها المان بزرگ، سرعت زاویه‌ای ω_y می‌باشد، که بیانگر چرخش کامل ماهواره توجیه شده نسبت به زمین است.دیگر المانها را می‌توان موانع درجه اول دانست درضمن باید موقعیّت دقیق ماهواره نسبت به زمین تعیین گردد. سعی برآن است که دقت تعیین این گرادیمتر را به مقدار 10^{-2} E $\sqrt{HZ}$ رساند تا بدون موانع موجود برسر راه اندازه‌گیری به 5.10^{-3} HZ و حتی به 0.1 HZ تقلیل یابد.

مهمترین وظیفه ماموریت Aristoteless در تابل جمع آوری گردیده است و مدل موقتی ماهواره رانگاره ۳ نشان می‌دهد.

هنوز مشکلات مختلفی جهت دست یابی به یک دقت زیاد در سر راه وجود دارد که چند نوع از این اشکالات را در زیر متذکر می‌شویم:

- تاثیرات متغیر ثقل که به واسطهٔ تصحیح مدار وجود دارد(عمل سوخت ماهواره)،
- تعیین دقیق موقعیت؛

نگاره ۳ طرح ماهواره‌ای Aristoteless (Aristoteless 1988)

طرح ماهواره Aristoteless 1988)

- خطی نبودن شتاب سنج، به همین دلیل نیروهایی که مربوط به ثقل نیستند درهنگام اندازه‌گیری جزء به جزء بطورکامل حذف نمی‌گردند.

جهت حل و تفسیر اطلاعات در حال حاضر از طرف ESA شرکت آگاهان بین المللی مأمور مطالعه گردیده است. در آلمان چندین مؤسسه تحقیقاتی در این باره مشغول پژوهش می‌باشند مأموریت این ماهواره دانش ژئودزی را در یک راه جدید قرار خواهد داد دراین مأموریت نزدیک به پانزده میلیون مشاهدات ثقلی انجام خواهد گرفت و حدود یکصدهزار پارامترهای مجهول میدان ثقل محاسبه می‌گردند.

(جدول ۱) مأموریت Aristoteless

پرتاب	حدود	۱۹۹۴
مدار ماهواره	ارتفاع	۲۰۰کیلومتر
	فرورفتگی	∠0.01
زاویه مدار	حدود	۹۸ درجه
گرادیمتر	دوبعدی(عمودبرصفحهٔ مدار)	
	اندازه‌گیری نسبی شتاب دقت	10^{-2} E $\sqrt{HZ}$
مدت اندازه‌گیری	۶ ماه	
مأموریت بعدی	انتقال به ارتفاع ۸۰۰ کیلومتر	

(۴) انتظارات ما از گرادیمتری

مطالعات اولیه دربارهٔ خطاهای Aristoteless نشان می‌دهد که پروژه‌های مختلفی را با دقت داده شده در ارتفاع ۵۰ تا ۱۰۰ کیلومتری به خوبی انجام داده است. از طرف دیگر مشکلات دستگاهی به ما اجازه نمی‌دهد که ضرایب حقیقی میدان ثقل را تعیین کنیم (n ∠ 10) .

چطور و چگونه می‌توان از این روش در ژئودزی و علوم مرتبط به آن استفادهٔ شایان کرد؟ این ادعا غلط نیست ولی بسیار ناقص می‌باشد که با چنین پروژه‌ای بتوان رویای قدیمی تعیین شکل فیزیکی زمین را تحقق بخشید پروژهٔ فوق تئوریهای دهه های ۶۰ و ۷۰ را به اثبات رساند و معلوم ساخت که پیشرفت فراوان ژئودزی فضائی در عمل قابل اجراست.

موضوع عملی بودن پروژه در تعیین موقعیت و در اندازه‌گیری ثقل و تعیین ژئویید نیز مورد قبول می‌باشد.

تعیین مضاعف موقعیت ماهواره و ژئویید(دراروپاAristeteless با اندازه‌گیری ثقل زمینی مقایسه می‌گردد) این امر را ممکن می‌سازد که از یک datum واحد استفاده کنیم شبکه های بزرگ ارتفاعی مثلاً شبکه اروپائی را می‌توان بدون وابستگی به ترازیابی کنترل کرده و ترازیابی به وسیله ماهواره را جانشین ترازیابی امروزی گردانید، میدان ثقل گذشته را که با ضرایب ضعیف وانیگراهای (D - 3) و(D - 2)، (مراجعه به بحث Sigl 1988) تعیین گردیده‌اند می‌توان با دقت بیشتری تعیین کرد در کشورهای در حال رشد که شبکه ترازیابی آنهاباوسائل ترازیابی معمولی مجهز گردیده می‌توان برای صرفه جویی در وقت و مخارج، در بسیاری از استفاده‌های ژئودزی از روش فوق استفاده کرد (مانند مسائل کارتوگرافی)،باید متذکر گردید که یک میدان ثقل در تعیین بهتر مدار ماهواره‌های ژئودزی و ژئودینامیکی دارای اهمیت فراوان می‌باشد(بخصوص در ماهواره‌های التیمتری). در یک سری مطالعات که در امریکا انجام گرفته((Gravity Workshop 1987) درباره فیزیک زمین ازآن استفاده‌های فراوانی شده است. مطالعات فوق تمام قاره هارا دربرگرفته شامل اندازه‌گیری پوسته زمین و اندازه گیری میدان ثقل در قطبها می‌شود.مهمتر از مطالعات جداگانه این امر را برای اولین بارنشان می‌دهد، که شتاب به دست آمده مرتبط باژئوپوگرافی قابل دید و نتایج زلزله شناسی است به عبارتی دیگر زمین را به طور کل با پارامتری های مربوط به هم درنظر می‌گیرد.

تأثیرات فوق را در رابطه با هیدروگرافی دینامیکی باید گسترده‌تر دانست این امر وجود دارد که می‌توان با آلتیمتری سطح دریامی‌گردد، و جداکردن سطح ژئوییدتوپوگرافی دینامیکی و سطح جانبی امواج را تعیین کرد.

اکنون زمان و عصر جدیدی در هیدروگرافی به وجود آمده است. نه تنها ایجاد این روش از نظر تئوری و تشکیل مدل ریاضی راهی جدید ایجاد کرده بلکه می‌تواند کمک زیادی به تحقیقات مربوط به گیاهان دریایی و هواشناسی بکند.همچنین استفادهٔ عملی در کشتیرانی و راههای دریایی را بسیار آسانتر می‌کند.

ما می‌توانیم این واقعیت را ادعّا کنیم که زمان و عصر مدیدی در هیدروگرافی بوجود آمده است. نه تنها ایجاد این روش از نظر تئوری و تشکیل مدل ریاضی راهی جدید بوجود آورده، بلکه بتواند کمکی زیادی به تحقیقات هواشناسی، و گیاهان دریائی و غیره بنماید همچنین موارد استفادهٔ عملی در کشتیرانی و راههای دریائی را بسیار سهل تر می‌نماید.

مراکز مراجعه به مأخذ:

مرجعها:

Lireratur

ARISTOTELES: Phase A Study, Dornier, ESTEC Contract No.7528/88/NL/JS. 1988.

Bernard, A.: The Gradio Spaceborne Gravity Gradiometer: Development and Accommodation, proc. Chapman Conference on Progress in the Determination of the Earrh's Gravity Field, 184 - 187. Fort Lauderdale, 1988.

Gravity Workshop: Geophysical and Geodetic Requirements for GlobalGravity Field Measurements, Geodynamics Branch, NASA, 1987.

Kaula, W. M.: Theory of Satellite Geodesy, Blaisdeii, Waltham, 1966.

Paik, H. J., J. - P. Richard: Development of a Sensitive Superconducting Gravity Gradometer for Geological and Navigational Applications, NASA Contractor Report 4011, NASA, 1986.

Rummel, R.: Satellitengradiometrie,

Zeitschrift für Vermessungswesen 110. 6, 242 - 257, 1985.

Sigl, R.: Sateii tenpositionierung - Bearbeitung geodätischer Festpunktfeider, Mitteilungsbiatt DVW.Bayern 41, 1, 11 - 54, 1989.

1) Raumliche Auflösuyve — جدانمائی فضایی

2) Gradiömetrie — سنجش ثقل بوسیله ماهواره یا دستگاهی به‌نام

(Rummel ، 1985) → ۳) برای اطلاعات بیشتر