提出了一种从外太空（或太空飞船）观看地球的方法。该论文的目的是将其应用于空间光模拟器（例如重返大气层）和对地球测量的模拟（与气象卫星的观测和天气模拟的比较）; 它不是用于从地面看去的地形和/或云的几何建模，而是用于显示从外层空间看去的包括海洋表面在内的地球，其中要考虑到大气中的颗粒（空气分子和气溶胶）以及大气中的水分子.

此处提出的算法的要点是对光学长度和天光的有效计算，利用地球是球形且太阳光是平行的事实的查找表.

逼真的3D模型的图像合成研究是当今最流行的领域之一。有吸引力的渲染了诸如山，树，海，云等自然场景的显示，并且还开发了地球的图像合成。地球图像广泛用于电影或电视广告中，例如，最近发布了地球图像的CG库[6]，供该领域使用。但是，这些图像专注于如何创建有吸引力的图像，而不需要基于物理的准确性。然而，基于地球的图像对于研究地球测量的模拟是必需的，例如与天气模拟相比从气象卫星进行的观测以及太空中的光模拟器。从太空观看时，地球的颜色会根据观看方向与太阳位置之间的关系而变化。用宇航员的著名话说，“地球是蓝色的。”当我们从相对靠近大气层的地方观察地球时，地球周围的大气层显示为蓝色，而靠近太阳的阴影边界处则出现红色（即日落）大气层.云的颜色也根据太阳的位置而变化,这些现象是由大气中的粒子引起的光学效应,不能忽略,海洋表面的颜色不均匀,例如如海军蓝;其颜色多种多样,取决于入射到海洋的光以及由于水分子引起的吸收/散射效应.

本文提出了一种从太空观察地球的基于物理的图像合成算法.此处提出的方法具有以下优点:

1. 计算通过大气层观察到的地球光谱;地球被直射的阳光照亮,而天光则受到大气散射的影响.
2. 考虑到由于大气中的颗粒引起的吸收/散射,计算大气的光谱.
3. 考虑到水分子的辐射转移,计算海面光谱.

1)和2)中的主要部分与光学深度和天光的计算有关.对于这些计算,需要考虑大气散射的数值积分,但是可以通过使用几个(不同的)查询表有效地解决它们,这些查询表充分利用了地球形状是球形并且太阳光是平行光的事实.对于3),我们表明可以使用解析解代替数值积分.在以下各节中,将描述考虑大气散射,渲染云的颜色以及计算海洋光谱的用于渲染地球颜色的照明模型的基本概念.最后,演示了几个示例,以显示此处提出的方法的有效性.

基本思想

为了渲染地球,应考虑以下要素:地球,大气(空气分子,气溶胶),海洋,云层和太阳光谱的几何模型.本文讨论了从外层空间或大气中各个位置观察地球,大气,海洋和云层的算法.应考虑以下光学特性:

1. 大气的颜色:大气中包含空气分子和气溶胶,从这些粒子散发出的阳光可以到达视野;到达视点的光的强度是通过将光线中每个粒子的散射光积分而获得的,从地球周围的大气散射的光也到达该视点.
2. 地球表面的颜色:直射的阳光和天光都照亮了地球。 当光线穿过大气层时会吸收阳光，而天光则由空气中的微粒散射而来。 在途中，穿过大气的光被衰减，并且其光谱发生变化。
3. 海洋的颜色：到达海洋表面的阳光分为在表面的反射光和从水分子散射的光。 他们两个都穿过大气层到达了视野。
4. 云的颜色:阳光从云的颗粒中散射出来,散射的光被衰减并到达视点.

在计算地球和大气光谱时,应尽可能精确地模拟这些现象.由于我们打算专注于近距离观察地球,因此使用了地球的凹凸地形模型,而不是简单的球体;大陆由3D分形建模,海洋由包含一些曲面的球体表示.还可以处理诸如宇宙飞船之类的几何模型.对于隐藏的表面去除,采用了作者开发的针对自由曲面的扫描线算法[11].这些表面用贝塞尔曲面表示.

地球建模

即使我们可以使用将地球视为球形并且通过凹凸贴图对陆地进行建模的模型,我们仍将地球视为具有陆地和海洋两个部分:海洋由八个立方贝塞尔斑组成,并且陆地由一组曲面组成.

**地面数据是通过将小块贴图映射到球体上而得到的,这些小块在给出重叠在世界地图上的每个网格点的高度数据后,通过使用分形进行细分:采用随机中点位移算法作为分形**.地图的扫描图像用作土地的纹理.因此,颜色不是地球的真实颜色.

大气光谱

以前的工作考虑了由于颗粒引起的散射/吸收，包括:a)土星环(反射性冰粒)[1],b)的显示,用于从空气中的粒子,由聚光[12]引起的光轴以及穿过云层或树木间隙的光束散射的光 [8],c)由于不均匀密度的粒子（例如云和烟）而产生的散射光[12] [4]，d）考虑了大气散射的天空色[5]。 在本文中，我们将讨论重点放在大气上。 在这个话题上，Klassen [5]将大气近似为密度均匀的多层平行平面大气.但是,这种方法会在地平线附近产生较大的误差.我们在这里讨论具有连续变化的密度的球形壳气氛,以提高精度.尽管他的方法只能渲染从地球某个点观察到的天空的颜色,但是这里讨论的方法可以渲染从太空观察到的大气的颜色.

大气的颜色受以下因素的影响：阳光的光谱，空气中的粒子引起的散射/吸收效果，来自地球表面的反射光以及太阳的位置与视点（和方向）之间的关系.进入大气的阳光被空气分子，气溶胶和臭氧层散射/吸收。 散射的特性取决于大气中颗粒的大小.空气分子等小颗粒的散射称为瑞利散射，尘埃等气溶胶的散射称为Mie散射.光通过散射和吸收而衰减.

光谱计算的假设

对于频谱计算,我们使用以下假设:

1. 空气分子和气溶胶之间的光的多次散射被忽略，因为它的值可以忽略不计并且计算成本很高，因此仅考虑一次散射。 由于相同的原因，也忽略了地球表面与空气中的粒子之间的光的相互反射.
2. 对于可见波长,与空气分子和气溶胶的吸收相比,臭氧层的吸收可以忽略不计.
3. 考虑到空气分子和气溶胶的密度分布;它们的密度随海拔呈指数变化[16].
4. 假定即使实际路径由于折射率随高度的变化而弯曲,光仍沿直线传播.

大气散射

让我们考虑一下由于空气分子和气溶胶引起的散射.

首先,描述由于空气分子引起的单次散射.由于瑞利散射而反射的光通常由以下方程式给出;

其中是入射光的强度,是标准大气的常数(海平面上的分子密度),是散射角(见图1),散射相位函数表示散射的方向特性(等于),入射光的波长,空气的折射率为,是标准大气的分子密度,是密度比.取决于高度h(海平面上),由下式给出

其中是标量高度(),如果密度均匀,则它对应于大气层的厚度.

等式(1)表示散射强度与波长的四次方成反比.短波长的光通过穿越大气层会非常强烈地衰减,但是长波长的光几乎不会受到影响.这就是为什么天空在白天变成蓝色的原因.相反,在日落或日出时,光线穿过的距离增加,由于短波长的散射增加,天空的颜色变为红色.衰减系数(即每单位长度的消光比)由下式给出

如图1所示,由于沿着Pb和Pv之间的路径的空气分子的散射和吸收之后，可以获得到达视点Pv的剩余光。 由于大气中的传播（PcP），P处的光已被衰减，并且从P处散射的光在到达Pv之前也被衰减.

为了计算由粒子引起的波长为的穿越距离的光的衰减,我们使用光学深度,该深度是通过沿路径s积分等式(3)获得的.让我们表示积分变量和距离,则光学深度为

接下来,描述由于气溶胶引起的单次散射.气溶胶的散射光学和密度分布不同于空气分子.等式(4)也不同.由于气溶胶颗粒的尺寸范围非常大，因此对显示出强向前方向性的方程式(1)中的相位函数应用了米氏散射.Henyey-Greenstein函数是众所周知的相位函数.最近,Cornette[18]对其进行了改进,使其具有更合理的物理表达:

其中是一个不对称因子,由下式给出

如果,则此函数等效于瑞利散射.u由大气条件(例如雾度)和波长决定;在0.7到0.85之间变化(参见[18]).

像空气分子的密度分布一样,气溶胶的密度随海拔高度呈指数下降,但下降速度与空气分子不同.通过将等式(2)的标尺高度设置为[16],可以获得密度.

大气散射引起的强度计算

让我们讨论从视点Pv到地球的光线，到达视点的光线具有以下三遍：a)仅穿过大气的光线，b)与地球相交的光线，c)仅穿过空间的光线. 对于c),不需要强度计算.下面描述a)和b)的计算方法.

仅大气的频谱计算

让我们讨论由于光线中的空气分子仅穿过大气而导致的光散射.省略了关于气溶胶的讨论,因为除了依赖之外,光学特性相似.如图1所示,到达Pv的光可以作为沿着光线与大气之间的交点处的空气分子PbPa散射和吸收后的剩余物而获得.通过等式(1)获得在Pv方向Ip上在点P（距Pv的距离s）处散射的光的强度.在P处散射的光在到达Pv之前被衰减.可以通过在光学深度的等式(4)中将积分间隔设置为PcP来获得到达P Ip的光强度.

其中是大气层顶部的太阳辐射,从大气层顶部到点P的光学深度（是积分变量）,由下式给出

由于来自的光散射在到达Pv之前也会被衰减,因此可以通过将衰减乘以P处的强度来获得到达Pv的光的强度Ipv,即

由于到太阳的距离几乎可以认为是无穷大,因此可以将太阳光假定为平行光束.因此,沿的每个点的散射角可以认为是恒定的.也就是说,可以通过积分由于空气分子在上而产生的散射光来获得达到Pv的Iv:

地球的频谱计算

让我们考虑如图2所示的与地球相交的射线.由路径上的粒子PaPb引起的散射强度可以用与4.3.1中相同的方式获得.当点P与点Pb重合时(即在地球表面上),到达视点的光是通过将来自地球的反射光与由于PaPb上的分子而散射的光相加而获得的.到达视点Pv的光强度Iv0表示为

其中是公式(8)中的散射光.是地球上的反射光;即阳光的直接成分和环境光.环境光主要是天光.考虑到到达地面的太阳光的衰减,为

其中是地球的漫反射BRDF,是地球的法向矢量和光矢量(阳光)之间的夹角,以及天光.直接分量在较大的区域(即,在阴影的边界附近)较小,并且由于其光学长度长而趋于红色.

天光是由于大气中的颗粒而产生的散射光.可以通过在等式（8）中设置地球上的视点来获得天光的辐射分布.当我们从太空看地球时,即使我们考虑了地球本身的阴影,也忽略了表面障碍物造成的阴影.也就是说,对于阴影计算,假定地球是具有光滑表面的球体.在此也忽略了由于来自云的散射光而产生的天光.使用以下方法获得由于整个天空在地球上Q点处的照度:让我们考虑一个以Q为中心的半球上的元素(参见图3),计算半球上每个元素的强度,以及 将每个元素投影到半球的底部,然后通过加权每个元素的投影面积来积分每个元素的强度,从而获得照度[13].

计算如下:如图3(a)所示,将半球的底部划分为一个网格.让我们考虑半球上的点Pij，将其反面映射到网格点pij的半球上,并计算QPij方向上的强度.整个天空的照度是通过在半球基圆内的每个网格点处添加强度而获得的。如图3（a）所示，设定x轴以使太阳存在于xz平面上。由于对称性，半圆中的区域（例如y> 0）足以获得Isky。

天空的辐射度分布由地球表面的法线与阳光方向之间的夹角确定。即使地球上每个点的太阳光方向都不同，但是在相同角度的任何点上由于天光引起的照度（积分值）具有相同的值（例如，图3中的Q和Q0）。这意味着可以通过线性插值预先计算的Isky查找表来获得由于任意角度的天光引起的照度。注意，在没有直射阳光的区域（> 90度，例如，图3中的Ps），Isky不为零，因此必须在查找表中准备从0到= 110度的Isky.

检测地球阴影

如图3（b）所示，射线上的点P存在于地球造成的阴影区域（我们称之为阴影体积），该区域的散射光为零，因为没有入射光。 因此，仅考虑该区域中的衰减就足够了。 由于阴影量是由圆柱体表示的，而圆柱体是通过扫视圆（即从太阳观察到的地球的轮廓）获得的，因此射线上的阴影部分可以计算为圆柱体与射线之间的相交部分.

计算光学深度

空气分子的光学长度是通过方程式(4)的数值积分计算得出的(对于气溶胶,密度分布和消光系数不同).光学长度是通过采样密度的梯形积分来计算的。通过将间隔Pi1Pi的光学长度与Pi1处的光学长度相加，可以得出射线上采样点Pi的光学长度。因此，光学深度的积分应从观点出发。还需要光源和射线上的点Pi之间的光学长度（例如，图1中的P Pc）。射线的每个采样点都需要进行此计算；由于计算量大，应考虑优化。我们使用查找表来节省计算时间。

大气中颗粒的密度分布随海拔高度呈指数变化。这意味着以固定间隔执行数值积分时，其误差会变大。需要与密度成反比的间隔;对于低海拔,这是小间隔,而对于高海拔,则是长间隔.为了实现这一条件,假定大气为多个球形壳.设置每个球体的半径，以使每个相邻球体之间的密度差在给定值之内。结果，壳体的半径之间的差异对于低海拔而言较小，而对于高海拔而言则较大，如图4所示。由于瑞利散射控制着光学长度的计算，因此每个球体的半径取决于空气分子的密度分布。让我们考虑N层球体.半径由下式给出(见图4)

其中R是地球半径.对于,设置为大气半径.对于气溶胶,标量高度小于空气分子的高度. 气溶胶主要存在于低海拔地区.因此,气溶胶存在于密集的壳半径中.这个事实确保了上述算法的正确性.

积分中使用的采样点被用作光线(视线或光线)与多虚球之间的交点,并且这些交点很容易获得.从每个球体的索引号索引的查找表中可以轻松找到每个采样点的密度,这可以从该点的高度轻松获得.

因为地球是一个球体,太阳光是平行光,所以可以很容易地预先计算出太阳与射线中任意点之间的光学长度.如图4所示，让我们考虑定义一个圆柱体,该圆柱体是扫过穿过地球中心并垂直于光方向的圆.圆柱体与每个多虚球之间的交点(即圆)处的每个光学长度都相等（例如，P和P 0表示）。计算半径为Cj的圆柱体与半径为ri的球体之间的交点处的光学长度（例如，PaP in g。），并将其存储在查找表中。在计算出包括P的圆柱体的半径和球体的半径之后，可以通过线性插值轻松地计算射线上任意点P的光学深度。这里的查询表是2D数组：[ri; Cj]。从点P取i和j后，可以通过从[ri; Cj]，[ri + 1; Cj]，[ri + 1; Cj + 1]，[ri; Cj + 1]。

如上所述，可以通过对通过长度的数值积分来计算到达视点的一个波长的光强度。因此，可以计算可见波长范围内的光强度（本文中的r，g，b）.

云的颜色

由于云的几何建模不是我们的主要主题,因此我们显示的是从太空观看的地球,因此只需应用2D分形就可以对云进行建.也就是说,通过映射必要的曼德布罗集的分形图像来表示云的密度分布(本文使用0.39032+ 0.23775i)[15].为了考虑具有不同高度的云,采用了多个虚球将分形图像映射到它们上.它们的颜色由以下两个光路确定.一种是通过云颗粒的散射光穿过大气,然后又再次穿过大气并到达视点.另一个在穿过大气的光上,地球表面的反射光被云团粒子衰减,再次穿过大气.云中的多重散射在这里被忽略.云中粒子的大小大于空气分子或气溶胶的大小.被这种大颗粒散射的光几乎不受波长的影响.(但是,入射到云层上的太阳光的光谱在很大程度上取决于太阳的位置.)从云层反射的光取决于相位函数(视角矢量和光矢量之间的角度);相位函数由式（5）表示（参见关于值u的参考文献[18]）.如果云由于地球的阴影而没有被太阳光照亮；通过使用前面描述的阴影量执行阴影检测。本文忽略了由于云造成的地球阴影。在不久的将来，将提出一个更精确的云模型，以便从相对靠近地球表面的角度查看地球的图像.

大海的颜色

让我们考虑从海面到达视点的光,共有三种路径(见图5):(1）水面上的反射光,（2）由于水中的微粒离开水面而产生的散射光（3）到达水底后通过海洋的衰减光。 Max [8]，Fournier [2]，Ts'o [17]和Mastin [7]开发了水色的计算方法。但是，他们的方法着眼于波的（1）和形状，而没有提到（2）（由于水中的粒子而导致的散射光）。这里提出的方法考虑了（1）和（2）。此外，考虑了穿过大气的光的衰减。对于（3），由于海深，可以忽略来自海底的光。当光入射到水表面时，光路分为反射和折射。水面反射和折射之间的关系遵循菲涅耳反射定律。入射光在水面上折射。入射角和反射角之间的关系服从斯涅尔定律。折射光被海中的水分子散射/吸收，并在再次折射到水面后到达视点。对于这种现象，Gordon和McCluney [3，9]基于辐射传递方程提出了一种准单散射（QSS）模型。但是，在模型中，太阳的位置仅限于天顶。我们对此进行了改进。在水中传输的光强度IP Q为

其中,是波长,z的海洋深度,是P点处的表面法线与观察方向之间的夹角,是zenith方向与入射太阳方向之间的夹角,是逆zenith方向与折射后的太阳光之间的夹角,水面正上方的太阳光辐照度,n为水的折射率,和分别表示光在点S和P处的透射率,表示光在单位长度上传播时光的能量损失率,为体积散射函数,为水的反照率,F为散射的分数向前迈进的力量.本文中使用的是从[10]获得的.等式（12）表明,水的颜色取决于深度,入射角和观察方向.海洋表面不是平坦的,而是球形表面(即,该表面上每个点的法向矢量不同);海洋的颜色因位置而异,因为每个位置处的表面法线的入射角和视角都不同.

如上所述，进入海洋的光和海洋的颜色（强度）都被大气衰减。通过使用与4.3.2中所述相同的方法，可以通过考虑两个光学长度来计算该效应。从太阳到表面，从表面到视点。