第45卷 第2期 气 象 学 报 Vol. 45, No. 2
1987 年 5 月 ACTA METEOROLOGICA SINICA May, 1987

高原五个雹块的同位素研究*

赵 仕 雄

(青海省气象研究所)

提 要

通过对1983年7月23日及8月6日青海两次强雹暴降落的5个雹块的氘含量测定和结晶结构的分析及温度标尺的确定，得出了两次雹暴雹块的氘值为−65.8——76.6‰和−6.1——58.6‰。相应雹块生长的环境温度分别为−18——23℃和−1.3——27℃(高度7.7—8.6 km和5.4—9.0 km)。雹块胚胎为锥状霰，氘值分析表明，霰胚分别在−16.8——19.5℃和−11.8——20.8℃形成。雹块皆生长在云的中部和中上部。7月23日雹块是在上升气流中一直上升增长而成，而8月6日是经历一上一下运动增长而成。文章通过两种方法计算的上升气流速度，对雹块的轨迹作了有意义的讨论。

一、引 言

研究雹块的同位素组成的主要目的是为了获得雹块在云中的生长轨迹及其经历的环境条件。1963年，Facy 等最初测量了一个雹块内部的氘含量变化，提出了一个研究雹块结构的新方法[1]。此后，不少人：Merlivat 等(1965)，Ehhalt(1967)，Majoube 等(1968)，Macklin 等(1970)，Knight(1975)，Jouzel 等(1975)，Federer 等(1978)，都先后作过雹块同位素(包括氘、氚、氧18)的分析。对于这些分析报告的使用方法被记录在 Jouzel 等的文章中[2]。他们的工作证明雹块的同位素分析，已能用于研究雹块的生长问题。

同位素分析的基础工作是测量沿着雹块半径的氢和氘含量之比率(或 O^{16} 和 O^{18} 之比)。雹块氘含量的绝热(AM)模式的解释，依照下面的假设，主要是：1. 雹块中某一冰层中 D/H 比与该冰层生成高度处云滴中的 D/H 值相同；2. 空气是按饱和绝热上升凝结的，空气中水份的 $H_2^{16}O$，$HD^{16}O$ 和 $H_2^{18}O$ 三种组分均被保存，并且各高度云滴的同位素比是不变的；3. 云滴同位素交换过程的弛豫时间是零点几秒，因此，在所有温度下，上升云滴与水汽处在同位素平衡状态中；4. 温度、压力和高度三者之关系用湿绝热来确定[3]。这样，雹块各层所在的生长高度和温度将能由同位素含量确定下来。

云中水汽和水滴之间的同位素分馏可以做自然界中瑞利蒸馏的一个实例[4]。这种分馏是由于水的同位素化学组成中每种分子的平衡蒸汽压不同引起的。当云内水汽发生凝

* 本文于1985年3月22日收到，1986年2月25日收到最后修改稿。

结时液相获得的氘分子浓度总是比汽相高，即液相富含氘(δD)。云滴中的相对浓缩用分馏系数 α 来表示，α 是氘分子分别在液相和汽相下克分子分数 N 之比或同位素浓度 δ 之比。δ 单位是‰(千分之几)即为跟标准海水(SMOW)氘含量的相对比。

$$\alpha=\frac{N_c}{N_v}=\frac{\delta_c+1}{\delta_v+1}\approx 1.1 \tag{1}$$

Facy 等指出，由于两种原因，云滴的浓缩随高度而减小。1．液体质度 m_c 与水汽质量 m_v 之比是随高度而增加；2．α 随温度而变化(变化很小)。前者由于蒸汽不断上升凝结，同位素不断分馏贫化的作用而使液相和汽相都随高度而变得更负。

在上述假定下有：

$$m_0N_0=m_cN_c+m_vN_v \tag{2}$$

或

$$m_0\delta_0=m_c\delta_c+m_v\delta_v \tag{3}$$

另外，在上升空气中水分的质量是守恒的，即

$$m_0=m_c+m_v$$

按 Macklin 等(1970)[3]所述办法 δ_c 值可推导表示为

$$\delta_c=\frac{\delta_0+\left(\frac{\alpha-1}{\alpha}\right)\frac{m_v}{m_0}}{1-\left(\frac{\alpha-1}{\alpha}\right)\frac{m_v}{m_0}} \tag{4}$$

或由 Knight 等(1981)[5]表示为

$$1+\delta_c=(1+\delta_0)\frac{1.1\,m_0}{m_0+0.1\,m_c} \tag{5}$$

式中 δ_0 是蒸汽的初始氘值；δ_c 是凝聚相氘含量；m_0 这里是上升空气中水分的总水混合比；m_c 是凝聚相混合比的总计，水汽的则为 m_v。如果能在云底直接测量到或知道 δ_c 在云中特定温度下的数值，则可根据上式和适当的湿绝热线计算随高度变化的 δ_c 值(Melivat 1965)[6]。

最早定量解释雹块的 δ_c 记在 Macklin(1970)指定一个氘值对应一假设的温度标尺方法中，经过验证，证明取 δ_c 最高值(−40‰)在−3——5℃，最低值(−76‰)在−35℃时所获得的 δ_c-H 曲线是比较合理的。Federer(1982)[7]描绘了五种水(水汽、云水、雨水云冰及霰)的同位素平衡方程并结合到一维稳定云模式中，各种水的同位素含量被计算作为高度的函数，从这些图解中，确定了在这种云模式中(ICM 模式)雹块生长沉积水的同位素浓度 δ_c。显然这些方法都建立在许多假定的基础上，而这许多假定都是不能够直接检验的(否则雹块的轨迹和环境就已经知道)。但是，只要能测出云底处氘的初始实际含量 δ_0，并且完善云的模式，分析精度可能会令人满意，然而这正是目前人们关注的问题。

下面作为分析的第一步，我们仍然建立在绝热(AM)模式固定温标的基础上，对雹块同位素进行分析，并参照冰结晶结构分析的结果。

二、实 验 方 法

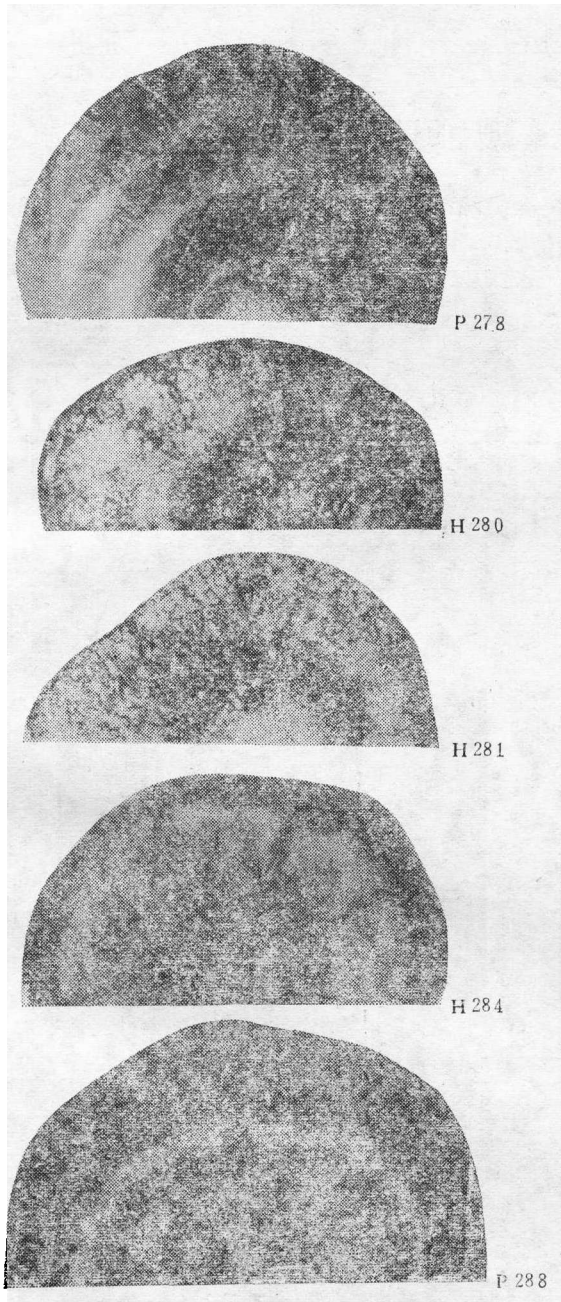


图 1　五个雹块薄切片的正面光照片

五个雹块降自两个强雹暴。H 280，大小为 25×20×16 mm，H 281，大小为 31×25×21 mm，是 1983 年 7 月 23 日 14 时 04 分降自青海省湟中县城。这次降雹最大雹径 50 mm，回波顶相对高度 7.6 km。P 278，大小为 30×28 mm，P 284，大小为 34×28 mm，P 288，大小为 36×35×22 mm，是 1983 年 8 月 6 日 19 时 59 分降自青海省平安县。这次降雹最大直径也是 50 mm，回波顶相对高度 8.0 km。这两日的回顶高度皆与当日的 07 时探空逆温层高度一致。雹块的密度 ρ_i 经抽样观测，平均为 0.87 g/cm^3。雹块的收集是在降雹后的当天放入冰瓶内取回，然后置于 −6 ℃左右的冰箱中保存。雹块薄切片正面光照片见图 1。

处理雹块的第一步，是将雹块置于温度约−10℃的冰雹切片机冷冻台上[8]，沿着雹块长半轴和短半轴的方向连续对雹块进行切片，切片厚度 1—2 mm，将通过中心的切片打磨约 0.6 mm 厚，进行切片的正面光和正交偏振光照像，获得雹切片的气泡、冰结晶结构 1:1 照片。

第二步，对每一切片在冷冻台上按其明显的透明与不透明气泡层用尖刀仔细进行剥离，将剥离的各层冰屑按层号分别装入 5 mL 小玻璃瓶内，用腊密封并编号置冰箱中冷藏，待进行质谱分析。

质谱仪采用了地质矿产部岩溶地质研究所的 M-86 型自动分析仪，精度 0.5 ‰。各分析水样取 5 μL，按常规先置于铀烘箱中处理，然后送入质谱仪进行同位素测量，并将所测氘值换算成 δ SMOW 值[1]。

雹块晶体结构中，能够做到的最简单测量是晶体大小尺寸。我们的测量是将切片照

1）雹块同位素分析日期 1984 年 2 月。

片放大约 5 倍，然后沿雹块的主增长方向，选取合适的宽度，对每个晶体的最大长度 L_i 进行测量。一般 L_i 与沉积半径所成的角度$<45°$，对 L_i 进行平均便得到供分析用的平均最大长度 $\bar{L}$。雹块切片的偏振光照片见图 2 。

三、温度标尺的讨论

用 Macklin 方法对相应日 08 时探空湿绝热线进行分析，读出云底(自由对流高度)，0 ℃，−5℃，−10℃，…，−40℃的比湿值，代入(4)式，取 $\alpha=1.1$ 计算出相应 δ_c，得 δ-H

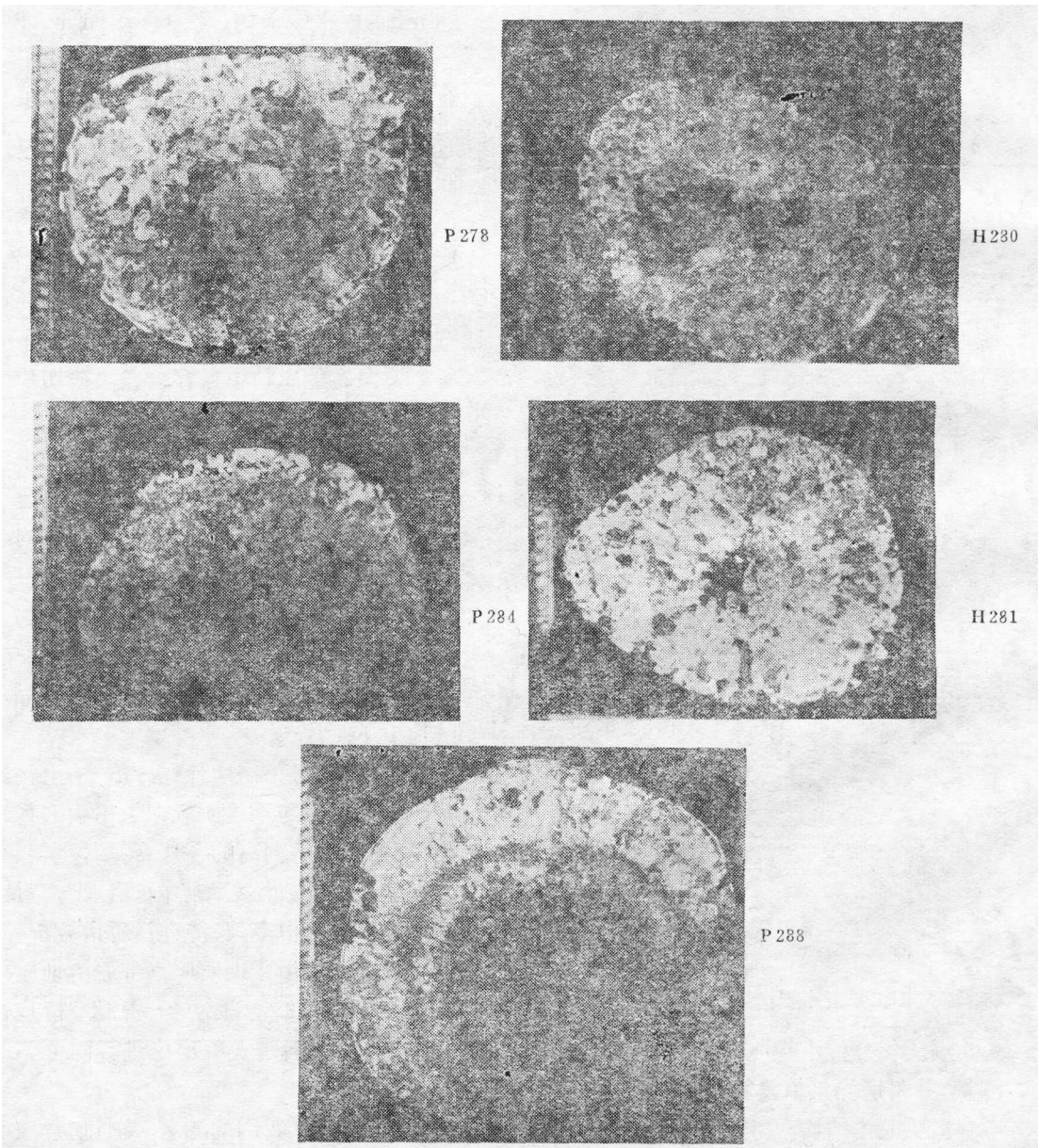


图 2 五个雹块薄切片的正交偏振光照片

分布曲线，见图3。其中7月23日曲线，a假定−5℃，$\delta_c=-40‰$，因而由(4)式计算得$\delta^0=-102.2‰$，b假定−35℃，$\delta_c=-89‰$，得$\delta_0=-97‰$，c假定0℃，$\delta_c=-6.1‰$(8月6日δ_c最高值)，得$\delta_0=-88.9‰$，d假定−35℃，$\delta_c=-76.6‰$(7月23日最低值)，得$\delta_0=-84.7‰$。8月6日曲线，a假定0℃，$\delta_c=-6.1‰$(最高值)，得$\delta_0=-80.7‰$，b假定−35℃，$\delta_c=-69‰$，得$\delta_0=-76.4‰$，c假定−35℃，$\delta_c=-53.6‰$(8月6日最低值)，得$\delta_0=-66‰$。

以上列举的几条典型的曲线，它们的氘最高值和最低值都满足在0℃——40℃内的条件。从图3中可以看到，1)用已知的最高、最低δ_c值确定的曲线，7月23日的曲线a与c温度标尺相差5℃左右，a与d相差近10℃；8月6日温度标尺a与c相差也在10℃左右。2)各日计算的δ-H(或δ-T)曲线和湿绝热线类似，几乎相平行。因此，上述a，c，d各曲线可能都不是最合理的曲线，但经过内插的曲线可能是较合理的，因为它可以同时满足在−40℃时接近δ_c最低值，而0℃时接近最高δ_c值。下面将用冰晶方法对内插曲线作进一步讨论。

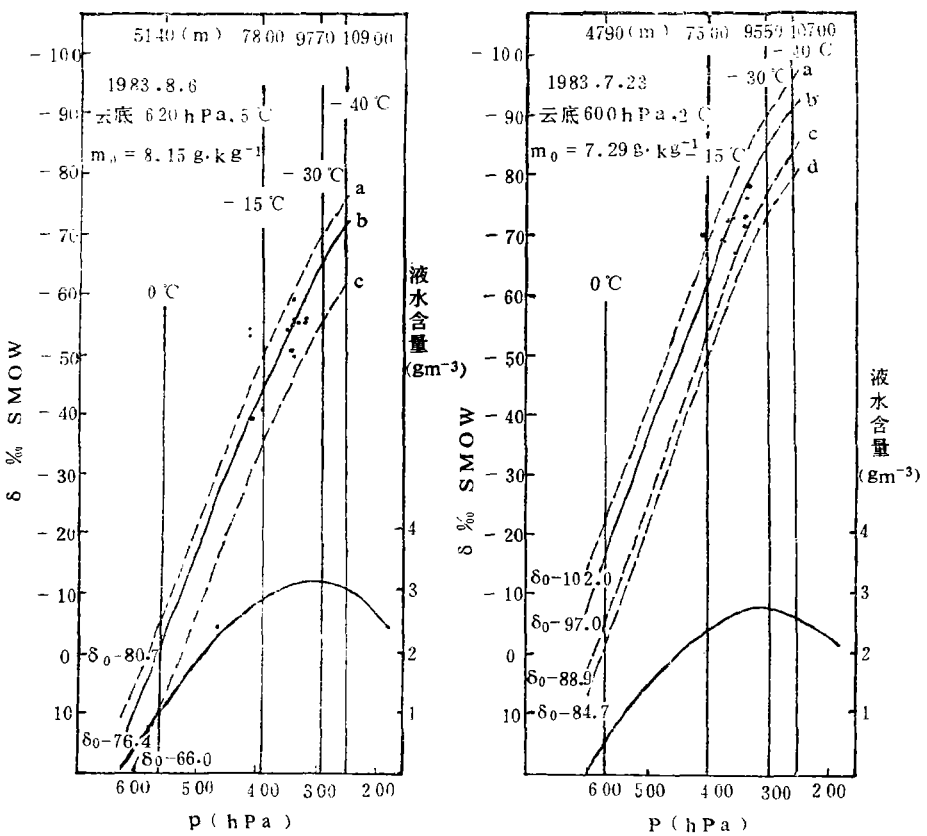


图3　绝热云水氘含量δ_c及液水含量q计算曲线
(云底部参数注在图左上方)

雹块冰晶体尺度大小主要取决于撞冻冰生长的环境温度。我们采用Ashworth(1980)[9]，Prodi，Levi(1982)[10]图解分析了雹各冰层的生长温度(暂忽略重结晶的影

响)。雹块的透明冰层,一般属湿生长,温度从文献[10]中的湿生长图解读出。雹块的不透明冰层或半透明冰层,我们一般都作干增长考虑,温度从文献[9]中的干生长图解读出。将其对应的 δ_e 值也点在图 3 上。可以看到,点子分布在曲线的中间部位。这说明,通过这些点子的平均位置的内插曲线,相对而言应是最合理的 δ-H 曲线。图中两条 b 曲线即按此方法分析得出。该曲线满足:1) 雹块在 0 ℃——40 ℃层内撞冻增长,2) 在云顶部,液态水 $\delta_e \sim \delta_0$,在云底部 $\delta_v \sim \delta_0$,3) 同时尽可能的满足了最低 δ_e 值在 −35℃和最高 δ_e 值在 0 ℃附近,4) 同位素确定的温度与冰晶确定的温度尽可能一致。

表 1 列出了用冰晶平均最大长度 $\bar{L}$ 分析的温度和利用 b 曲线根据氘值读出的温度。从表中可以看出:1)冰晶分析温度平均比同位素分析温度要偏低 0.2℃。2) 7 日 23 日两种方法分析的温度相关性较差 $\gamma \doteq 0.3$;但 8 月 6 日的相关性较好 $\gamma \doteq 0.7$,并符合回归方程 $T_i \doteq -5.44 + 0.75\,T_\delta$。

表 1 雹块的氘、冰晶体平均最大长度分析的温度

雹号	层次	氘		冰晶		高度	冰类型
		δ (‰)	T ℃	$\bar{L}$(mm)	T ℃	H(Km)	
280	1	−65.8	−16.8	0.85	−22.0	7.72	不透
	2	−67.7	−18.5	1.80	−18.0	7.95	半透
	3	−72.8	−20.5	0.79	−22.7	8.25	不透
	4	−70.7	−19.2	2.60	−15.0	8.07	半透
	5	−75.5	−22.3	0.80	−22.6	8.55	半透
281	1	−71.3	−19.5	0.56	−23.8	8.15	不透
	2	−72.9	−20.7	1.60	−19.3	8.30	半透
	3	−73.1	−21.0	1.80	−18.0	8.35	不透
	4	−76.6	−23.0	0.60	−23.5	8.60	半透
278	1	−41.1	−13.7	0.90	−15.2	7.60	半透
	2	−6.1	−1.30	2.80	−7.8	5.40	透
	3	−53.9	−20.4	1.33	−20.2	8.60	不透
	4	−38.3	−12.5	1.50	−12.3	7.40	透
284	1	−36.3	−11.8	1.57	−15.0	7.25	半透
	2	−53.6	−20.2	0.61	−18.6	8.55	透
	3	−50.7	−18.5	1.30	−20.4	8.30	不透
	4	−54.7	−21.0	0.41	−19.5	8.65	透
	5	−50.4	−18.3	1.20	−20.7	8.25	半透
288	1	−54.5	−20.8	0.60	−23.3	8.65	不透
	2	−53.1	−19.6	2.20	−12.0	8.50	透
	3	−55.1	−21.5	0.81	−22.4	8.70	不透
	4	−58.6	−23.6	1.30	−20.4	9.01	半透
	5	−56.3	−22.3	0.70	−23.0	8.80	不透
	6	−53.7	−20.2	2.10	−12.0	8.55	透

表 2 一维模式计算的上升气流速度与利用轨迹计算的上升气流速度对照

雹号	层次	冰类型	半径 $\bar{R}$ (cm)	高度 H (km)	末速 V (m/s)	模式 U (m/s)	计算 $\bar{U}$ (m/s)	增长过程
280	1	不透	0.30	7.72		26.6		
	2	半透	0.55	7.95	16.5	27.0	17.8	↑
	3	不透	0.68	8.26	19.8	27.5	23.8	↑
	4	半透	0.79	8.07	21.6	27.1	18.4	↓
	5	半透	1.10	8.55	23.8	27.8	28.5	↑
281	1	不透	0.35	8.14		27.3		
	2	半透	0.50	8.30	16.5	27.6	18.0	↑
	3	不透	0.95	8.36	21.8	27.7	22.1	↑
	4	半透	1.45	8.60	27.5	27.8	28.6	↑
278	1	半透	0.40	7.65		29.1		
	2	透	0.90	5.63	20.3	17.9	12.3	↓
	3	不透	1.40	8.60	26.9	29.7	38.9	↑
	4	透	1.90	7.49	32.3	29.0	26.1	↓
284	1	半透	0.20	7.35		28.8		
	2	透	0.70	8.57	16.9	29.5	20.5	↑
	3	不透	1.00	8.32	23.2	29.7	21.5	↓
	4	透	1.25	8.65	26.4	29.4	29.4	↑
	5	半透	1.60	8.50	29.7	29.6	28.6	↓
288	1	不透	0.35	8.64		29.5		
	2	透	0.61	8.47	16.9	29.7	16.1	↓
	3	不透	0.96	8.75	22.2	29.3	23.7	↑
	4	半透	1.13	9.01	25.2	29.2	28.9	↑
	5	不透	1.30	8.82	27.8	29.6	21.7	↓
	6	透	1.90	8.57	31.8	29.6	30.7	↓

四、氘分析结果

由于雹块冰层剥离按自然透明与不透明冰层分割,因此所测氘值具有平均值的含意。

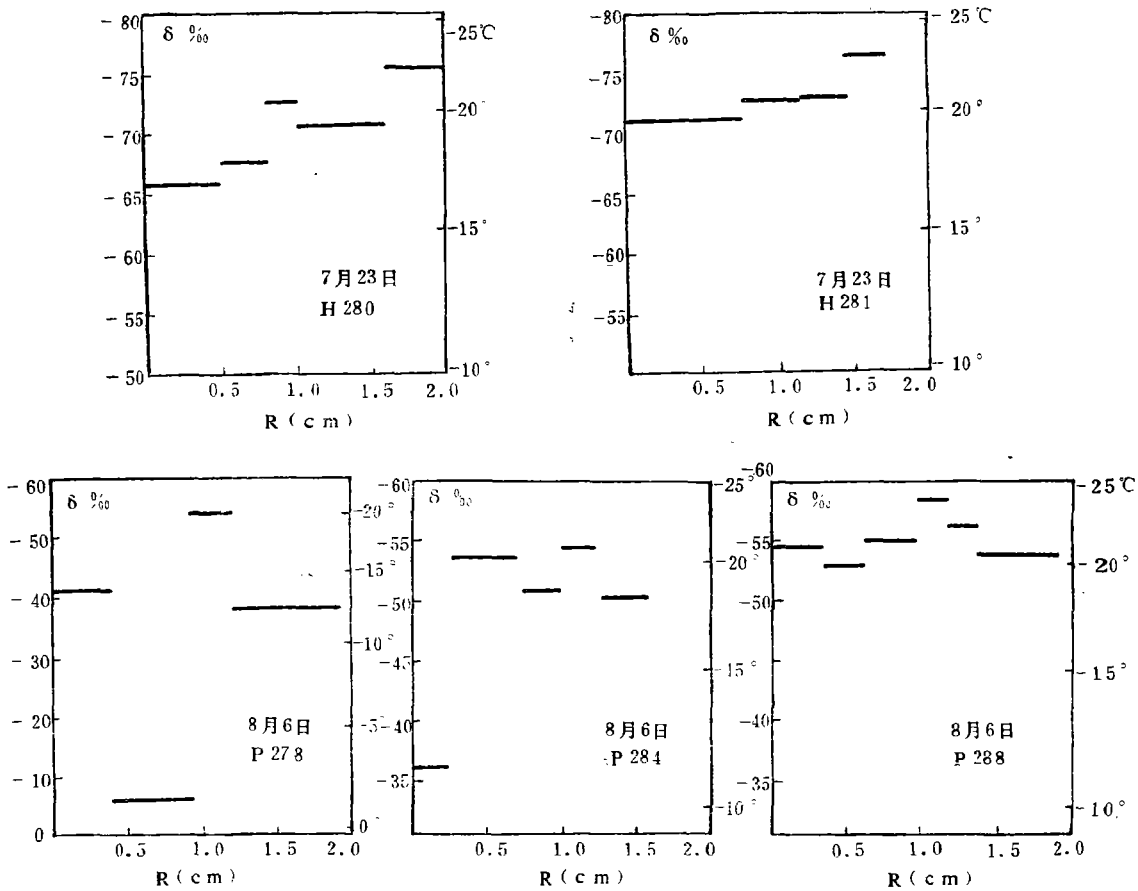


图 4　五个雹块各生长层氘含量与生长环境温度对应关系

这一考虑是可行的，因为一个层次在各部位的氘值变化很小，标准差约为 2.2‰[11]。当有的层次很薄难以分割时，就不考虑分离了。

五个雹块的各层氘 δ_{SMOW} 值，按半径绘在图 4 中。7 月 23 日两个雹块 H 280 和 H 281，氘取值范围在－65.8‰——76.6‰之间，平均值为－71.8‰，标准差3.3‰。雹块生长温度相应在－16.8——23℃，生长高度相应在 7.7—8.6 km(文中指海拔)，即在云的中上部位置。雹胚皆为锥霰。H 280 胚氘值最高为－65.8‰，生长高度最低在 7.7 km。H 281 雹胚氘值在该雹块中也取最高值为－71.3‰，因此，它们皆在生长区的下部增长而成。外圈层氘值几乎连续偏低，说明雹块外壳主要在胚生长的更高层增长。

8 月 6 日的三个雹块 P 278，P 284，P 288，氘值范围在－6.1——58.6‰ 之间，平均为－47.8‰，标准差为 12.9‰。雹块生长温度在－1.3℃——23.6℃，相应生长高度在 5.4—9.0 km，多数冰层仍在云的中上部位置增长。雹胚也都为锥状霰，氘值相差较大，各雹胚氘值平均为－41.1‰，H 278 胚氘值为－41.1‰，H 284 胚氘值为－36.3‰，H 288胚氘值为－54.5‰，相应生长高度分别在 7.6 km，7.2 km，8.6 km。即它们或在云中部，或在云中上部形成。雹块各冰层氘值不像 7 月 23 日连续偏低，而有高、低相间变化，说明雹

块外壳是在上、下翻滚中增长。

两次雹暴雹块透明与不透明层氘值的范围，尽管在雹块冰层剥离时分离得不十分干净，而且有的细层被包含到相邻厚层中去，但是透明与不透明层氘值是有差异的。

8月6日雹块透明层平均氘含量为−44.4‰，标准差为3.5‰，而不透明层氘含量平均为−54.8‰，标准差为0.9‰，可见透明层较不透明层形成在较低的层次中。

7月23日透明与不透明层差别不显著，透明层平均氘值为−71.9‰，而不透明层平均氘值为71.7‰，标准差皆为3.2‰。这可能说明云的中上部位含水量起伏大，在透明层形成中，有多余液水渗到不透明层中去，大气泡增多，结构显得松散。

五、轨迹的讨论

雹块氘值对应的温度标尺已注在图4中，无需形象画出雹块各层位置图，已可清楚看到雹块在云中上下位移状况。下面将进一步通过上升气流速度的计算讨论雹块的轨迹。

在计算上升气流速度U时，我们先按一维积云模式进行了求值[12]。云半径取1 km，步长0.4 km，考虑到雹块作最后一次上升运动增长时，雹块的末速最大不应超过该高度的上升气流速度，因此，分析7月23日的两个雹块和8月6日的三个雹块分别假定了云底的初始上升速度为6.5 m/s和7 m/s，结果是：7月23日最大上升速度为30 m/s，对应高度9.9 km；8月6日的最大上升速度也是30 m/s，对应高度8.2 km。各雹块生长层对应的上升气流速度列于表2。

如果上升气流计算结果是接近实际的，则对应同位素分析的各生长层高度和相应平均末速度$\overline{V}$可以作出轨迹的下列推测：7月23日，1）两个雹块都是在最大上升气流层下部增长而成。2）雹块H 280长到半径0.5 cm大小的胚胎后，在$\overline{U}>\overline{V}$的上升气流中一直往上运动，长成第二、第三层，雹块未离开上升气流轴。当$R=0.68$ cm后，雹块向下运动。由于这时$\overline{U}>\overline{V}$，因而可以推测雹块或离开了气流轴或脉动、湍流作用而使雹块下落，因为雹块向下位移很短，仅二百多米，所以湍流作用可能性大。3）雹块H 281一直在$\overline{U}>\overline{V}$的上升气流中作连续上升增长。4）两个雹块皆在高层−20°C附近增长，并且基本上都是属于一次性上升形成，似未脱离上升气流轴。透明层和不透明层的形成可能主要归结于含水量(湍流)的起伏。

8月6日，1）雹块P 278是在大幅度循环过程中增长成的。雹块胚胎在云的中层形成后，在$\overline{U}>\overline{V}$的情况下，下降了2 km，因此可以推测雹块的第二层是被上升气流抛出轴外下降，在较高温度下形成了透明层。当雹块降到云底层时，又被卷入上升气流轴重新上升，作了约3 km更长距离的上升运动，在较低的温度下形成第三层不透明层。以后在上升气流支持不住时落出云外。2）P 284和P 288多数层是在最大上升气流面上部增长，上下运动范围小。除P 284的第二层上升的距离超过1 km外，其余上升下降的位移皆小于0.4 km。可能雹块的这种增长未脱离上升气流轴，而是由于湍流影响的结果。所不同的是P 284胚胎形成于高温，透明层同温度的关系是反相的，看来雹径和含水量的作用大于温度作用，雹块的流体动力特性的差异也可能对晶体结构产生影响。P 288胚胎是在

上层形成，可能透明与不透明层是由于温度因子和含水量(湍流)起伏造成。

综上分析，在模式计算气流速度接近实际的假定下，不难看出：1) 雹块生长可在最大上升气流面之上增长，也可在其下增长。2) 同一云中可能同时存在脱离上升气流轴的循环增长和不脱离上升气流轴的增长。3) 透明层与不透明层的形成可能存在温度因子作用和含水量大于温度作用两种机制。4) 胚胎可能会在云的中或中上部位形成。

下面我们将利用另外一种方法计算的上升速度，讨论雹块的轨迹。

均匀球状雹块的生长方程可以写为

$$\frac{dR}{dz}=\frac{EqV}{4\rho_i(U-V)} \tag{6}$$

末速度为

$$V=\left(\frac{8R\rho_i g}{3C_D\cdot\rho_a}\right)^{1/2}\doteq 61.6(R/\rho_a)^{1/2} \tag{7}$$

这里 q 为云中液水含量，E 是雹块对云滴的捕获效率(设作 $E=1$)，ρ_i 雹块冰的密度，g 重力加速度，C_D 阻力系数(取 0.55)，ρ_a 空气密度。因此，各层对应的上升气流速度 U，可以利用轨迹图 4 推出的 dR/dz 求出。

$$U=\left(\frac{8R\rho_i g}{3C_D\cdot\rho_a}\right)^{1/2}\left(1+\frac{Eq}{4\rho_i}\cdot\frac{dz}{dR}\right) \tag{8}$$

计算时，我们假定了 q 为绝热液水含量($\sim 3g/m^3$)(见图 3)，因为雹块没有离开上升气流轴，云中部很少有空气混合。计算结果亦列于表 2 中。从表中可以看出：1) 8 月 6 日的最大上升气流值接近 40 m/s，高度在 8.6 km，这与模式计算的云中最大上升气流位置基本一致，但模式速度偏小。而 7 月 23 日计算的最大速度值也与模式计算的最大值对应，为 28 m/s 左右，但不是云中的最大上升速度。2) 实际计算的上升气流速度起伏较明显，总的趋势是随高度而增大，出现极大值后再减小。3) 雹块上升时 $\overline{U}>\overline{V}$，下降时满足 $\overline{U}<\overline{V}$，因而所有雹块的上升、下降增长和方程假定是一致的，雹块不脱离上升气流轴。因此分析的结论，除雹块不脱离上升气流轴外，其它推测基本一致。

六、结　　语

同位素分析方法研究雹块生长轨迹比起冰晶分析法，显得更为稳定和精确。造成的误差主要决定于模式和起始标尺的确定。

在分析中，有的雹块层间氘值差很小，这有可能隐藏着雹块内部液水流动的事实，造成层间氘值接近，也可能有雹块保存的原因，因而这是一个待研究的问题。为了准确反映各层生长条件，仍应沿半径连续取冰样，并及时密封在毛细管中保存更好。

冰晶方法分析生长温度，确定各冰层的干、湿增长是很重要的，仅从冰层透明否定性判断可能带有较大主观性，需进一步配合气泡的观测来确定。

分析雹块轨迹表明，雹块生长过程是复杂的，可能存在多种增长形式。因此在推断时除了根据生长温度，尚应根据云中上升气流、湍流、含水量并结合定量计算等来确定。如能配合云的结构分析，可给出更为满意的结果。

参 考 文 献

[1] Facy, L., L. Merlivat, G. Nief, and E. Roth, The study of the formation of a hailstone by means of isotopic analysis, *J. Geophs. Res.*, **68**, No. 13, 3841—3848, 1963.
[2] Jouzel, L., L. Merlivat, and E. Roth, Isotopic study of hail, *J. Geophys. Res.*, **80**, No. 36, 5015, 1975.
[3] Macklin, W. C., L. Merlivat, and C. M. Stevenson, The analysis of a hailstone, *Quart. J. Roy. Met. Soc.* **96**, 472, 1970.
[4] 中国科学院地球化学研究所等编印，稳定同位素地球化学讲义，1982。
[5] Knight, C. A. et al., Deuterium contens of storm inflow and hailstone growth layers, *J. Atm. Sci.* **38**, No. 11, 2485,1981.
[6] Gokhale, N. R., 雹暴和雹块生长，科学出版社，113，1981。
[7] Federer, B., and N. Brichet, Stable isotopes in hailstones, pat I: The isotopic cloud model, *J. Atm. Sci.* **39**, No. 6, 1323, 1982.
[8] 赵仕雄、杨颂禧、王其善，半导体致冷冰雹切片机，气象，3 期，33 页，1982。
[9] Ashworth, E. et al., Cylindrical ice accretions as simulations of hail growth: III. Analysis techniques and application to trajectory determination, *J. Atm. Sci.* **37**, No. 4, 852, 1980.
[10] Prodi, F., L. Levi, et al, Crystal size and orientation in ice grown by droplet accretion in wet and spongy regimes, *J. Atm. Sci.*, **39**, No. 10, 2307, 1982.
[11] Roos, D. V. D., et al, The deuterium of hailstone on 29 November 1972, *Quart. J. Roy. Met. Soc.* **103**, 755, 1977.
[12] 北京大学地球物理系，云物理学基础，农业出版社，172，1981。

THE ISOTOPIC STUDY OF 5 HAILSTONES ON THE PLATEAU

Zhao Shixiong

(Meteorological Research Institute of Qinghai Province)

Abstract

The deuterium, crystal structures of 5 hailstones from two severe storms have been examined. Hailstones fell in Qing Hai area, on 23 July 1983 and 6 August 1983. Placing an absolute temperature scale against the deuterium values were discussed. The deuterium concentration on 23 July had values ranging from −65.8——76.6‰ and on 6 August had −6.1——58.6‰, these corresponded to the hailstones at ambient temperatures about −18——23°C (altitude 7.7—8.6 km), and −1.3——27°C (5.4—9.0 km). The type of embryos in the hailstones was conical graupel. The deuterium values indicated that the graupel embryos were formed at temperature −16.8——19.5°C (on 23 July) and −11.8——20°C (on 6 August). It is found that hailstones grew at middle or upper part of the cloud, the hailstones grew continually in the updraft on 23 July and the hailstones were in up and down motions on 6 August. In this paper, the updraft was calculated by the two methods and hailstones trajectories were discussed.