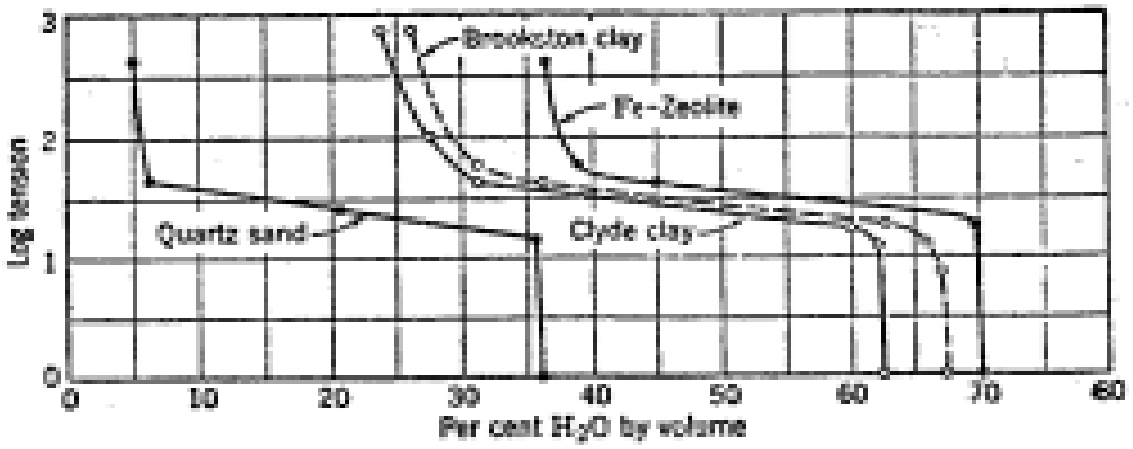
هواء التربة (Soil Air)

يطلق اصطلاح تهوية التربة الى عملية تبادل كل من غاز الاوكسجين وثاني اوكسيد الكاربون بين مسام التربة والهواء الجوي. في التربة ينتج ثاني اوكسيد الكاربون ويستهلك الاوكسجين خلال عمليات التنفس لجذور النبات ونشاطات الاحياء الدقيقة، ونتيجة لذلك فتهوية التربة تتكون من تبادل O_2 من الجو وتعويض CO_2 المتكون في التربة.

لغرض تقييم المسام او المسامية ذات القيم المعنوية في تبادل الغازات بين التربة والهواء الجوي، فمن الضروري فهم طبيعة المسامات التي تدخل ضمن التبادل الغازي. هناك نوعين من المسام في التربة ذات البناء الجيد المتطور والحاوية على التجمعات او التكتلات Crumbs. فهناك المسام بين التكتلات او مسام التكتلات الداخلية، وتلك المسام الواقعة ضمن التكتلات او مسام التكتلات. وجود هذين النوعين من المسام موضح في الشكل (٩-١). النسبةالمئوية للماء على اساس الحجم المحصور بين (٤٠-٦٠ مش)* من التكتلات لـ Brookstine and clyde و quartz sand و (٤٠ - ٨٠ مش) Fe-zeolite المرسومة مع لوغاريتم الشد المستخدمة لبزل المسام. من الواضح بان هذه المنحنيات لجميع المسام المبزولة تكون تقريبا عند نفس الشد. رمل الكوارتز يوضح النظام الذي تكون فيه المفصولات غير مسامية. المسام الهوائية لـ ٣٠٪ تتركب من الفراغات بين حبيبات الرمل، واذا كانت ٣٠٪ مطروحة من نسبة التشبع للنظام الاخر. فالقيمة الناتجة تسقط تقريبا عن نقطة الالتقاء لجميع المنحنيات والجدول الآتي يوضح مميزات التكتلات الداخلية والمفصولات ٤٠ - ٦٠ مش.



شكل (٩-١) علاقة لوغاريتم الشد مع النسبة المئوية لرطوبة التربة على اساس الحجم.

Separate	Total porosity at saturation % by volume	Inter Crumb porosity % by volume	Crumb porosity % by volume
Quartz sand	37.0	30.0	7.0
Clyde clay	63.5	31.5	32.0
Brookston clay	68.0	31.0	37.0
Fe – Zeolite	70.0	30.0	40.0

الماء المسحوب من نظام التجمعات تحت نقطة الانحناء ربما تعد قادمة من المسام بين التجمعات او التكتلات. الماء المستخلص من نقطة الانحناء ربما تتضمن بعض الماء عند نقطة التلامس للدقائق (خاصة لمفصولات كوارتز الرمل الحقيق). وهذا يعني ان التكتلات المفردة تفعل فعل الدقائق الصلبة كما هي في المسامية الموجودة بين الدقائق. ان التفريغ(التجفيف) بواسطة تسليط الشد يكون نفس الشيء عند حدوثه في نظام المسام المفردة.

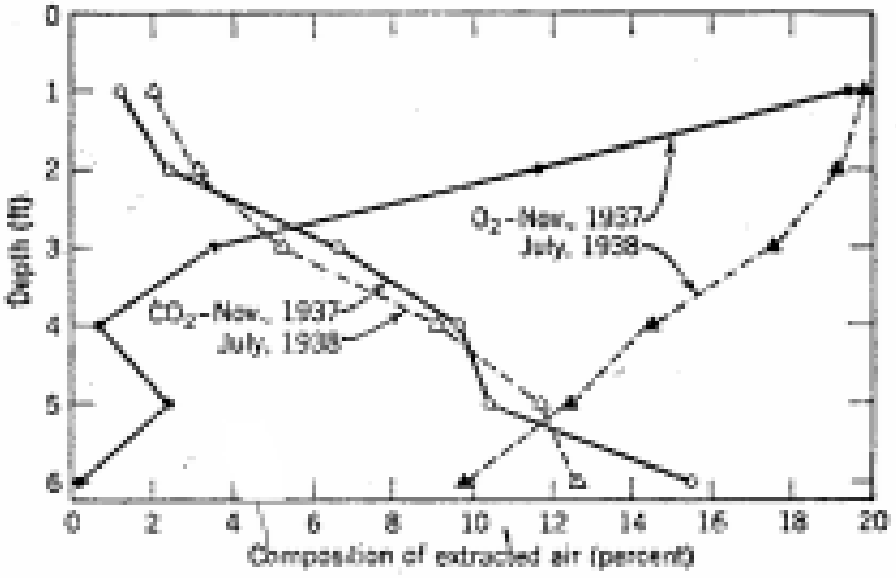
٢ – مكونات هواء التربة

مكونات هواء التربة يعتمد على تنفس الاحياء الدقيقة وجذور النبات ، اذابة كل من CO_2 و O_2 في الماء ومعدل الغازات المتبادلة مع الجو. لقد درس كل من(Russel و Appleyard ، ١٩١٥)مكونات هواء التربة تحت مختلف الظروف من الحاصيل والاسمدة وذلك بغمر انبوب اسطواني في التربة واستخلاص الهواء من عمق ١٥ سم وذلك بواسطة مضخة سحب زئبقية ، واعطو النسب المئوية التالية بواسطة الحجم والذي يمثل معدل مكونات هواء التربة (تمثل النسب المئوية لهواء التربة). النتروجين ٧٩,٢ ، الاوكسجين ٢٠,٦ وثاني اوكسيد الكاربون ٠,٢٥

اما النسب المئوية للهواء الجوي والتي تتكون من :

النتروجين ٧٩,٠٠ ، الاوكسجين ٢٠,٩٧ وثاني اوكسيد الكاربون ٠,٠٣

نلاحظ بان محتوى هواء التربة من الاوكسجين بنسبة اقل من الهواء الجوي ، وان ثاني اوكسيد الكاربون بحدود ٦ – ٧ مرات اكثر من الهواء الجوي ، وتتغير هذه القيم حسب الفصل ، التربة ، المحصول ، عمليات الحراثة وكذلك نشاط الاحياء الدقيقة . ان النسب المئوية لكل من CO_2 و O_2 في هواء التربة تتغير مع عمق التربة وفي الاوقات المختلفة من السنة الشكل (٩– ٢). ان نسبة CO_2 تزداد مع العمق خلال جميع الفصول من



شكل (٩– ٢) تاثير العمق على مكونات هواء التربة كنسبة مئوية (عن : Boynton, Reuther, 1978).

السنة وعند مستوى (٧٦ سم) تركيز CO_2 يتغير من ٠,١٥ – ٣٪ من فصل الربيع الى الخريف. اما عند عمق (٢٢٩ سم) مدى القيمة تكون من ١٥,٥٪ في تشرين الثاني ١٩٣٧ الى ١٠,٦٪ في ايلول ١٩٣٨ . والمنحنيات في الشكل اعلاه تكون مثالية لتغيرات CO_2 مع العمق للفصول المختلفة والتي تتبع نفس الشكل.

تغيرات الاوكسجين كنسبة مئوية مع العمق تكون اكثر وضوحا من ثاني اوكسيد الكاربون وتتاثر اكثر بواسطة الفصول خاصة عند العمق (تحت ٧٦ سم) ، يتغير تركيز الاوكسجين من ٢٠,١٥ الى ١٥,٣٪ للفترة من اذار– ايلول عند مستوى ٧٦ سم ، وعند عمق ٢٢٩ سم ، فالقيمة تكون من ٠,٣ – ٩,٩٥٪ او اكثر عند نفس الوقت وعند ٤٥٧

سم نسبة الاوكسجين تتغير من ٢٠,٠ ٪ في تشرين الثاني ١٩٣٧ الى ٩ ٪ في ايلول ١٩٣٨ وهذا الانخفاض في محتوى الاوكسجين كان مرتبطا مع زيادة رطوبة الطبقات التحت السطحية خلال الاشهر الرطبة . اظهرت المعلومات بان نسبة ثاني اوكسيد الكاربون المئوية والاوكسجين عند المستويات العميقة كان متساوياً تقريباً خلال موسم النمو.

٣– تبادل الغازات– تجدد هواء التربة

معظم المعلومات الموجودة عن مكونات هواء التربة توضح بان كميات ثاني اوكسيد الكاربون والاوكسجين لاتتغير كثيرا ضمن الحدود الوسطى من السطح . ربما تكون هناك بعض الاسئلة عن تطبيقات هذه المعلومات لجميع ظروف التربة ، خاصة للترب العديمة التفاذية . في فترة الاضاءة ، نلاحظ بان كثافة ثاني اوكسيد الكاربون الناتج خلال نمو النبات ونشاط الاحياء الدقيقة ، فالنقصان الظاهري للتراكيات الكبيرة من ثاني اوكسيد الكاربون في سطح التربة يحصل لها تبادل سريع للغازات مع الجو. ان تجديد هواء التربة يكون بواسطة الانتشار او بواسطة الجريان الكتلي الناتج من العوامل المناخية (مثل تغيرات حرارة التربة ، تغيرات الضغط واختلافاته ، فعل الرياح) ، تغير كمية المسام والفراغات المشغولة بالهواء الناتجة من تداخل ماء المطر او مياه الري .

٤ – جريان الكتلة mass Flow

أ – تاثير حرارة التربة :

الحرارة ربما تؤثر على تجديد هواء التربة بطريقتين : الاول:عن طريق اختلاف الحرارة ضمن التربة وبين الطبقات المختلفة وذلك بان تقلص ، وتمدد الهواء ضمن فراغ المسام اضافة الى ميل الهواء الساخن للحركة نحو الاعلى ربما يسبب التبادل بين الافاق المختلفة ومع الجو. الثانية : التربة والجو عادة لها حرارة مختلفة وهذا الاختلاف في الحرارة يجب ان يسمح تبادل بين الجو والتربة وهواء التربة في السطح الوسطي . من الصعوبة تخمين اهمية تاثير الحرارة على تبادل الغازات في التربة . اقترح (Romell ، ١٩٢٢) بان التغيرات اليومية لدرجة الحرارة ضمن التربة تكون مسؤولة عن اقل من $\frac{١}{٨٠٠}$ من التهوية الاعتيادية ، وان اختلاف الحرارة بين التربة والجو تعد بانها المسؤولة ليس لاكثر من $\frac{١}{٢} - \frac{١}{٤٨٠}$ من التهوية الاعتيادية وعليه تظهر بان الحرارة تكون عامل ثانوي في حركة التربة .

ب – تاثير الضغط الجوي (البارومتري)

يلاحظ نظريا وطبقا لقانون بويل بان اي زيادة في الضغط البارومتري للجو يسبب نقصان في حجم هواء التربة ، وهذا الانضمحلال في الحجم يسمح لكميات مكافئة من الهواء الجوي لان تنفذ الى مسام التربة . ومن الجهة الثانية ، يلاحظ بان اي نقصان في الضغط البارومتري ينتج عنه اتساع لهواء التربة ويؤدي الى ان جزءاً من هذا الهواء يدخل الجو الخارجي فوق سطح التربة ، واي تغير في الضغط الجوي ينعكس ضمن مسام التربة . تم دراسة فعل الغسل الممكن طبقا لتغيرات الضغط البارومتري من قبل (Buckingham ، ١٩٠٤) . واظهرت النتائج بان نفوذ الهواء الجوي ضمن عمود التربة النفاذ ذو عمق (٧٦٢ سم) سوف تكون الكمية بحدود ٠,٣٠ – ٠,٥٦ سم وتعتمد على قيمة تغيرات البارومتر . وعليه ، تظهر الانقلابات في الضغط الجوي تأثيرات قليلة على تهوية التربة ، حتى في حالة زيادة الجاهزية بين هواء التربة والجو ، والتي تقدر ليس باكثر من $\frac{1}{1000}$ في التهوية الاعتيادية للتربة يمكنها اعاقة التغيرات في الضغط الجوي .

جـ – فعل الرياح

ربما يتوقع بان تاثير الضغط والسحب للرياح العالية سوف تبرز تاثيرات على تجديد هواء التربة ، رغم ان Romell اعطى بعض العناية والتركيز لهذه الحالة من تهوية التربة واستنتج من حساباته المستندة على سرعة الرياح بان فعل الرياح لايكون مسؤولا عن اكثر من $\frac{1}{1000}$ من التهوية الاعتيادية للترب المزروعة بمحاصيل الخضر ، وان هذه القيمة تكون اعلى من الترب غير المزروعة والترب غير المحمية والتي تكون تماما مسامية . اكثر التجارب الحديثة عن تاثير الدوامات الهوائية في نقل البخار في التربة تقترح بان كتلة الهواء الجاري ربما تكون اكثر من الهواء الاعتيادي المفترض . لوحظ بان الهواء مع سرعة الرياح (١٥٠ م / ساعة) يمكن ان تنفذ في الرمل الخشن وبقايا النباتات الى عمق عدة سنتمترات رغم ذلك فلايوجد صافي جريان الكتلة ، انقلاب (تغير) ضغط الهواء على سطح التربة ينتج في خلط الهواء ضمن السطح والذي يعزز النقل وراء ذلك طبقا للانتشار .

د – تاثير الامطار

مخاض ماء المطر الى التربة ربما يسبب تجديد هواء التربة عن طريقين : الاول احلال الهواء في المسام بواسطة الماء والتي تحدد جزئياً مرة ثانية بالهواء . مع الهواء وحمل الاوكسجين المذاب في الماء ، يمكن تمييز التجديد الكامل لهواء التربة والذي يتبع فترة سقوط الامطار خاصة اذا كان الماء قادراً على احلال الجزء الرئيسي للهواء ضمن المسام والذي لايضرب بقوة خارج التربة بواسطة ماء الفيض . ان تجديد هواء التربة خلال الامطار المؤثرة تكون دورية ومعتمدة على توزيع الامطار وتصل لحدود $\frac{1}{12}$ $\frac{1}{16}$ من التهوية الاعتيادية .

ه – الانتشار

ان الانتشار عبارة عن انتقال جزيئات الغاز خلال الوسط المسامي ، وطبقاً لنظرية الطاقة الكامنة للغازات ، فجزيئة الغاز تكون في حالة حركة في جميع الاتجاهات ، فيمكن خلط غازين عندما تكون الجزيئة لكل غاز لها القدرة على التحرك الى الفراغ

المشغول من قبل الغاز الاخر. هواء التربة يميل لاحتواء كمية من ثاني اوكسيد الكاربون اكثر من الاوكسجين عند مقارنتها مع الهواء الجوي. وعملية الانتشار في التربة تتكون اساساً من حركة ثاني اوكسيد الكاربون الى خارج التربة (الجو) وكذلك الاوكسجين من الجو الى التربة . فاذا كان هذا الفعل قد تم ووصل الى التعادل فسوف تكون مكونات هواء التربة مماثلة الى مكونات الجو ، ويتم تقدير الانتشار باتباع مايأتي :

أ : قانون فكس Fick's law

طبقاً لقانون فكس ، يكون الانتشار دالة لانحدار التركيز ، معامل الانتشار للوسط ومساحة المقطع العرضي والذي له دور في الانتشار ، والصيغة الرياضية لهذا القانون هي :

$$dQ = DA \left(\frac{dc}{dx} \right) dt$$

حيث ان dQ تمثل الكتلة الجارية (بوحدة مول) والمنتشرة خلال الوقت dt عبر مساحة A مقاسة بوحدة (سم^2) واغمدار التركيز يتمثل بـ $\frac{dc}{dx}$ بوحدة (مول / سم^3. سم) وثابت التناسب لمعامل الانتشار D مقاسا بوحدة (سم^2 / ثا). ان التركيز لمسافة x يكون معتمداً على التركيز في الهواء الجوي ($C_x = C_0 + a_x$) حيث ان a هي قيمة ثابتة وان معامل الانتشار D تعتمد على خصائص الوسط فضلاً عن الغاز نفسه. معامل الانتشار للاوكسجين يكون حوالي ١,٢٥ مرة اكثر من ثاني اوكسيد الكاربون ومعدل الانتشار في الهواء لكلا الغازات تكون تقريباً (١٠,٠٠٠ مرة) اكثر من الماء. يلاحظ بان درجة الذوبان الكبيرة لثاني اوكسيد الكاربون في الماء تزداد مع اغمدار التركيز وينتقل في الماء بمعدلات اعلى من الاوكسجين.

ب – الانتشار خلال الاوساط المسامية

يلاحظ بان مساحة المقطع العرضي لحجم المسام المؤثرة كانت اكثر العوامل اهمية في التاثير على انتشار ثاني اوكسيد الكاربون في التربة ، وبعبارة اخرى A في المعادلة الآنفة الذكر تحتاج الى معايرة لمسام التربة . اوضح(Buchingham ١٩٠٤)بان معدل الانتشار يزداد مع مربع المسام الحرة ، حيث ان معدل الانتشار يكون بنقصان $\frac{1}{4}$ عند نقصان المسام

بمقدار النصف في حين درس(Penman ١٩٤٠ أ ١٩٤٠ ب) انتشار الغاز خلال الاجسام المسامية واستنتج أن معدل النقصان في انتشار البخار خلال الاجسام المسامية عند مقارنتها مع الهواء الحر تكون طبقاً للنقصان الحاصل في مساحة المقطع العرضي المتيسر لحركة جزيئات الغاز، وعند زيادة طول ممر الجزيئات ، وذلك لان القنوات المؤثرة تكون ملتوية في طبيعتها ومعدل الانتشار للحالة المستقرة خلال المسام الصلب يعبر عنها رياضيا

$$\frac{dq}{dt} = \frac{D}{\beta} A \frac{P_1 - P_2}{L}$$ Penman equation

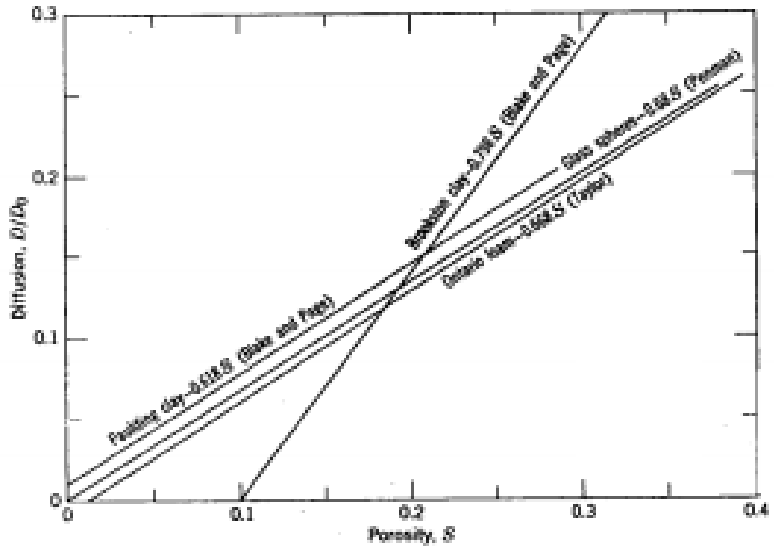
حيث ان β ثابت التناسب ، P_1 و P_2 الضغط الجزيئي لليخار على جانبي الجسم المسامي ذو الطول L ، وان الرموز الاخرى هي نفس الحدود السابقة ، وعند اخذ بنظر الاعتبار مساحة المقطع العرضي المتيسر للانتشار والممرات النشطة ، فالمعادلة تصبح :

$$\frac{dq}{dt} = \frac{D_0}{\beta} \left[AS \frac{P_1 - P_2}{L_e} \right]$$

حيث ان معامل انتشار الهواء يتمثل بـ D_0 ، وفراغ المسام S او المقطع العرضي المتيسر، L_e الطول الفعال للممر خلال الجزء الصلب ومن المعادلتين اعلاه نحصل دراسة

$$D = D_0 S \frac{L}{L_e}$$

معدل الانتشار خلال الاوساط المختلفة اظهرت أنها ضمن حدود المنحني ويمكن رسمها لتوضيح العلاقة بين $\frac{D}{D_0}$ و S ومثل هذا المنحني يوضح أن $\frac{D}{D_0}$ تساوي $0.66S$. حيث لاحظ Penman أن الحالة المستقرة نادرة الاحتفاظ في التربة ، وان اطلاق الغازات نتيجة لنشاط احياء التربة الدقيقة ، فضلاً عن قوة الادمصاص للغازات في المساحات الاخرى . تم قياس انتشار الغازات بصورة مباشرة في التربة باستعمال Carbon bisulfide لـ 22 نموذج من طين Paulding من قبل (Black وPage ١٩٤٨) ووجدوا أن $\frac{D}{D_0}$ كانت مساوية $0.618S$ لخمسة عشر نموذجا من الطين Brookstan وهذه القيمة $0.798S$ كما موضحة في الشكل (٩ – ٣) ، يلاحظ من الشكل ان المنحني للطين Brookston



شكل (٩ – ٣) علاقة الانتشار مع مسامية التربة.

لايصل الى نقطة الاصل ويمكن مدها الى نقطة الاصل عند حدود ١٠٠ ٪ من المسامية . وهذا السلوك يكون صفة لطبيعة الحبيبات التي تحتوي عدة مجاميع من المسام والموزعة ضمن المسامية الهوائية الكلية . لقد حورت معادلة Penman بدرجة قليلة من قبل (Taylor ، ١٩٤٩)وتوصل الى الصيغة الآتية :

$$D = \frac{1}{\lambda^2} \quad D_0$$

حيث ان λ تمثل مسافة الانتشار المكافئ والذي ياخذ ابعاد وحدة الطول . ويصف فيها التربة او المواد الاخرى والتي قد تعين انتشار وانتظام الغازات ، وعليه فالانتشار الحر خلال الانابيب يكون مكافئاً للانتشار الذي يحدث في اي وسط مسامي له مساحة مقطع عرضي معين بافتراض ان جميع العوامل الاخرى تكون ثابتة . يلاحظ أن طول الانبوب المكون من وحدة المقطع والذي يحدث خلاله الانتشار الحر سوف يجهز

الاوكسجين الى اي نقطة معينة وبنفس المعدل كما يجهز بواسطة التربة ، حيث ان $\frac{1}{\lambda^2}$ تكون بنفس العامل $\frac{D}{D_0}$ في معادلة Penman .

تغيرات الضغط الجزئي للاوكسجين الناتج يكون خط مستقيم عندما يكون $\log \frac{P_0}{P_0 - P}$ مرسوم كدالة للزمن وهذه الحقيقة استعملت تجريبيا لتطور النظرية ولاحظ Taylor أن قيمة $\frac{1}{\lambda^2}$ او $\frac{D}{D_0}$ لترب Ontario المزيجية كانت 0.668S وقورنت نتائجه مع النتائج المتحصل عليها بمعادلة Penman . وكل من Black and Page and في الشكل اعلاه (٩–٣):المهمملاحظة ان جميع هذه القيم تعود الى المسامية الفعالة والتي تكون اقل من ٠,٤ ولوحظ ايضا أن المنحني الخاص بمعادلة Penman والذي يتبع العلاقة $\left(\frac{D}{D_0} = aS\right)$ وبقية الثلاث منحنيات يكون معبرا عنها بالعلاقة $\left(\frac{D}{D_0} = aS+b\right)$ وعلاقة الانتشار بالمسامية يعبر عنها بالمعادلة الآتية :

$$\frac{D}{D_0} = S^{3/3}$$

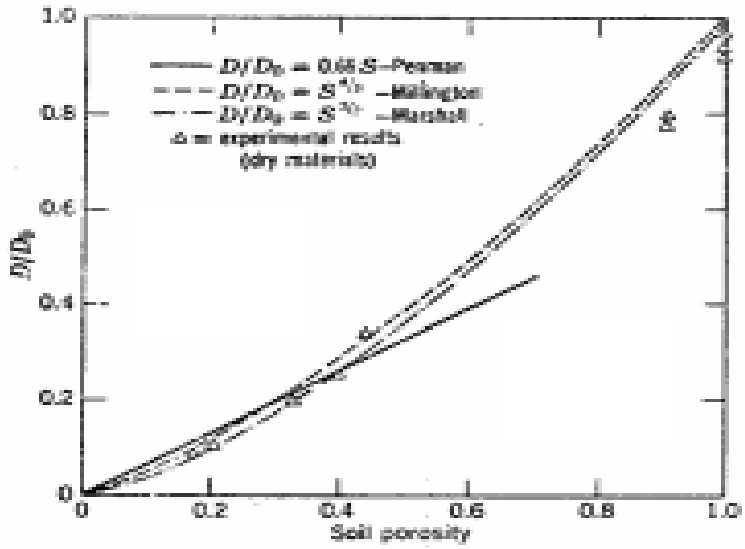
واختلاف هذه المعادلة عن معادلة Penman ليس كبيرا عندما تكون S اكبر من ٠,٧ حيث ان المسامية العالية تعطي فرصة اكبر لاستمرارية المسام . عد Millington (١٩٥٩) كل من جريان الكتلة والانتشار كدالة لمساحة المقطع العرضي المتيسر للجريان وطول الممر (الالتواءات) يزداد ، وتعتمد هذه المساحة على حجم المسام الموزعة ضمن التربة وحددت نتيجة لذلك معادلة Penman واصبحت في الصيغة

$$\frac{D}{D_0} = S^{4/3}$$

واعطت معادلة Millington علاقة خطية لكل من $\frac{D}{D_0}$ والمسامية المملوءة بالغازات وطبقا للتغيرات المتعلقة بتوزيع الحجم واستمرارية المسام تحدث عندما تتغير المسامية الكلية طبقا لجفاف الجزء الصلب . وعندما تكون المسامية المملوءة بالغاز متاثرة بواسطة المحتوى الرطوبي (الشكل ٩ – ٤) الموضح لهذه النتيجة والتي كانت مشابه لمنحني Marshal و Millington . وفي ١٩٥١ و ١٩٥٢ Van Bavel طور نظرية تهوية التربة واعتمد ليس على الضغط الجزئي للبخار ومعدل الانتشار لكن ايضا اخذ بنظر الاعتبار

استهلاك الغاز خلال العمليات الديناميكية للتنفس الذي يحدث في التربة ، واطلق على هذا المعدل النشط للانتشار وفي الحالة المستقرة اصبحت المعادلة

$$\frac{\partial^2 P}{\partial X^2} = \frac{\beta}{D} \propto$$

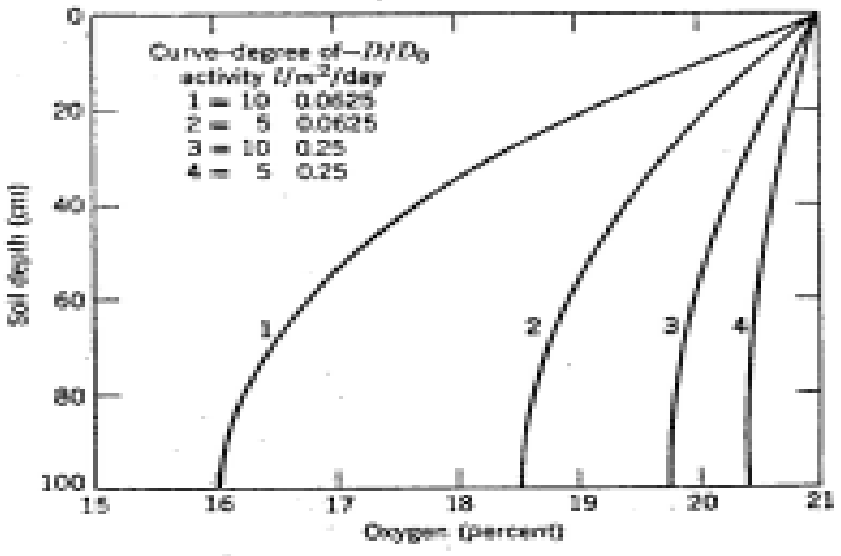


شكل (٩ – ٤) علاقة الانتشارية في الانواط المسامية مع مسامية التربة (من :Papendick and Punkles 1965) .

حيث تمثل χ مسافة الانتشار و D تمثل انتشار الغاز في الهواء او في الوسط المسامي والذي يكون مكافئاً الى $\left(\frac{D}{S}\right)$ في معادلة Penman ، β ثابت يعتمد على درجة الحرارة ويتناسب عكسيا مع المسامية الفعالية ويعبر عنها بوحدة الكتلة لكل وحدة الحجم من التربة لكل وحدة زمن . توضح هذه المعادلة بان معدل التغير في الضغط الجزئي لهواء التربة يكون متناسب طرديا مع نشاط الغاز وعكسيا مع اعاقة الانتشار المعينة $\left(\frac{\beta}{D}\right)$، وان انتشار الغاز يكون معتمدا على طبيعة الغاز، الحرارة والضغط وليس على خصائص التربة . ان الانتشار يجب ان يعتمد اساسا على النسبة بين تغير الكتلة وتغير الضغط الجزئي وان دور المسامية الفعالة يكون معبرا عن تغير الكتلة التي تحدث كنتيجة للتغير في المحتوى الرطوبي والانضغاط . ان احد النقاط التي تطورت من هذه النظرية تكون غير مهمة نسبياً لظروف

الطبقة السطحية في تاثيرها على قيمة عملية الانتشار. والعامل المعنوي يتمثل بالعمق الكلي النشط للتربة وخصائص اعمق جزء من هذه الطبقة . فعندما يكون عمق سطح الطبقة مضغوطاً او هشاً كبيرا بالمقارنة مع العمق النشط الكلي للتربة التي لها اعاقة انتشار معينة ولها دور مهم في الانتشار.

لقد وجد عند دراسة انتشار الكحول خلال رمل الكوارتز والترب الرملية المزيجية أن قيمة $\frac{D}{D_0}$ كانت اكثر تقاربا من ان تساوى 0·6S لقد تم حساب انحدار تركيز الاوكسجين في مقد التربة المتاثر بواسطة التغيرات في مقاومة الانتشار ونشاط وتنفس الجذور من قبل Currie ١٩٦٢ وبمساعدة معادلة Van Bavel والنتائج التي حصل عليها موضحة في الشكل (٩ — ٥).



شكل (٩ — ٥) مقد الاوكسجين في التربة وعلاقته بدرجة النشاط والمقاومة للانتشار (من Currie, 1962).

فالنقصان الكبير في الاوكسجين مع العمق يحدث في مقد التربة التي لها مقاومة عالية وتنفس كثير فاذا كان العمق ٥٠ سم للمقارنة في قيمة الاوكسجين، فالمعلومات تشير الى أن مضاعفة النشاط تحت ظروف المقاومة العالية تكون عند نقصان المحتوى الاوكسجيني بمقدار ١٠ ٪ ، اما عند المقاومة الواطئة للانتشار، فيكون النقصان ٢ ٪ فقط من جهة ثانية قلة معدل الانتشار بمقدار $\frac{1}{4}$ عند النشاط العالي يؤدي الى نقصان محتوى الاوكسجين بمقدار ١٤,٤ ٪ وهذا النقصان يكون ٧ ٪ عند مستويات النشاط الواطئ ، ويوضح المنحنى أن معدل التنفس له تاثير قليل على تركيز الاوكسجين عند الاعماق الواطئة عندما تكون هناك مقاومة واطئة للانتشار. وعلى كل حال ، فكلاهما يجب تقييمه للحصول على صورة واضحة لحالة التنفس في التربة مع العمق.

٦- علاقة الجذر بتهوية التربة :

لفهم تهوية التربة وعلاقتها بالنبات ، يجب معرفة علاقة الاوكسجين الخارجية لسطح الجذر وهذه تتضمن احتياجات جذر النبات للاوكسجين وصفاتها فضلاً عن قوة تجهيز الاوكسجين. حيث ان تنفس الجذر يكون مهماً في التاثير على معامل الانتشار النشط ، وتقديراته لكمية الاوكسجين التي تنتشر على سطح الجذر (Lemon ، ١٩٦٢ و Currie ، ١٩٦٢). تكون السيطرة على تجهيز الاوكسجين والتي تصل الى سطح الجذر بواسطة معدل الغازات المتبادلة بين هواء التربة والجو، وانتقال الاوكسجين من مسام التربة الى سطح الجذر وهذه تحدث خلال الغشاء المائي المتواجد حول جذور النبات ودقائق التربة التي تعني بان انتشار الاوكسجين يجب ان تحدث خلال الحالة السائلة. عرض كل من Wiegand و Lemon (١٩٥٨) المعادلة الآتية لتوضيح تجهيز الاوكسجين الى جذور النبات

$$C_R = C_o + \frac{qR^2}{2D_e} \ln \frac{R}{r_o}$$

حيث ان C_g يمثل تركيز الاوكسجين على سطح الجذر بوحدة (غم / سم^3) ، C_p تركيز الاوكسجين لحالة التعادل عند سطح تداخل الحالة السائلة – الغازية مع الضغط الجزئي للاوكسجين في الحالة الغازية بوحدة (غم / سم^3) ، q هي استهلاك الاوكسجين من قبل الجذر بوحدة (غم / سم^3. ثا) ، R هي نصف قطر الجذر (سم) ، r_e هي نصف قطر الجذر مضافا اليها الغشاء المائي (سم) ، D_e تمثل معامل الانتشار في التربة ذات المحتوى الرطوبي المحدد حول الجذر (سم^2. ثا) . اقترح كل من Kristensen و Lemon (١٩٦٤) بان الحالة الهندسية حول الجذر تتكون من الدقائق الصلبة والتي تكون عشوائية عند احاطتها بواسطة الاغلفة المائية . ولوحظ بان الانتشار يحدث في الممر ذو الاطوال المختلفة

والالتواءات خلال الاغشية . وان الحدود D_e ، r_e و R في المعادلة الآنفة الذكر تكون ظاهرية او نشطة بقيمتها وترتبط بالمحتوى الرطوبي والمسامية . وقيمة D_e تقدر بواسطة حجم المسام المشغولة بالماء وشكلها ، التواءاتها ومساحة المقطع العرضي الحر. ورغم ذلك فان الاغشية المائية توضح فقط جزء صغير من الطول الكلي لممر الانتشار بين سطح التربة وسطح الجذر الطولي النشط والذي يكون بازدياد تقريبا (١٠,٠٠٠ مرة) بسبب المعامل الصغير للانتشار في الغلول(Currie ، ١٩٦٢). هذه توضح حقيقة ان تركيز الاوكسجين واختلافاته عبر الاغشية المائية ذات السمك (١ ملم) ربما تكون (١٠ مرات) اكثر مما هي عليه عبر المسافة نفسها من فراغ المسام المملوء بالهواء .